



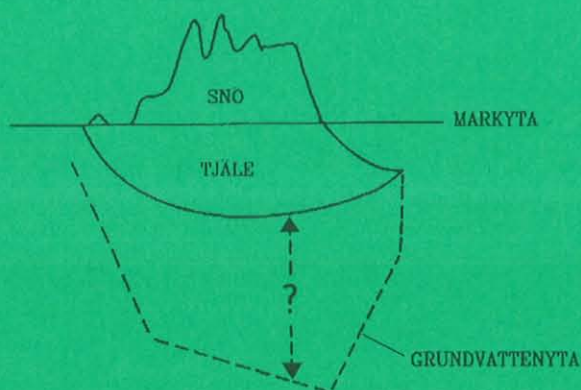
**SVERIGES
LANTBRUKSUNIVERSITET**

SVERIGES LANTBRUKSUNIVERSITET
Institutionen för markvetenskap
Försöksavdelning för hydroteknik
750 07 UPPSALA 7
Telefon 018-5533000

TJÄLE I TORVJORD

BIBLIOTEKET
SLU 750 07 UPPSALA

Lisa Tabell



Examensarbete

Handledare: Kerstin Berglund, Per-Erik Jansson & Manfred Stähli

**Institutionen för markvetenskap
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik**

**Swedish University of Agricultural Sciences
Department of Soil Sciences
Division of Agricultural Hydrotechnics**

**Avdelningsmeddelande 94:1
Communications**

Uppsala 1994

ISSN 0282-6569

ISRN SLU-HY-AVDM--94/1--SE

Denna serie meddelanden utges av Avdelningen för lantbrukets hydroteknik, Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala. Serien innehåller sådana forsknings- och försöksredogörelser samt andra uppsatser som bedöms vara av i första hand internt intresse. Uppsatser lämpade för en mer allmän spridning publiceras bl a i avdelningens rapportserie. Tidigare nummer i meddelandeserien kan i mån av tillgång levereras från avdelningen.

This series of Communications is produced by the Division of Agricultural Hydrotechnics, Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala. The series consists of reports on research and field trials and of other articles considered to be of interest mainly within the department. Articles of more general interest are published in, for example, the department's Report series. Earlier issues in the Communications series can be obtained from the Division of Agricultural Hydrotechnics (subject to availability).

Distribution:

Sveriges Lantbruksuniversitet
Institutionen för markvetenskap
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik
Box 7014
750 07 UPPSALA

Tel. 018-67 11 85, 67 11 86

Swedish University of Agricultural Sciences
Department of Soil Sciences
Division of Agricultural Hydrotechnics
P.O. Box 7014
S-750 07 UPPSALA, SWEDEN

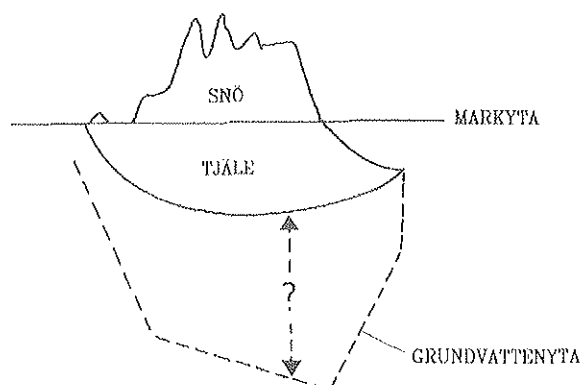
Tel. +46-(18) 67 11 85, +46-(18) 67 11 86



SVERIGES
LANTBRUKSUNIVERSITET

TJÄLE I TORVJORD

Lisa Tabell



Examensarbete

Handledare: Kerstin Berglund, Per-Erik Jansson & Manfred Stähli

Institutionen för markvetenskap
Avdelningen för lantbrukets hydroteknik

Swedish University of Agricultural Sciences
Department of Soil Sciences
Division of Agricultural Hydrotechnics

Avdelningsmeddelande 94:1
Communications

Uppsala 1994

ISSN 0282-6569

ISRN SLU-HY-AVDM--94/1--SE

INNEHÅLLSFÖRTECKNING

BAKGRUND	5
SYFTE	5
MATERIAL OCH METODER	6
Försöksbeskrivning	6
Modellbeskrivning	7
Syfte med modellsimulering	8
MARKENS HYDROLOGI OCH TERMISKA EGENSKAPER - TEORI	8
Klassificering av torv	8
Humifieringsgrad	8
Torr skrymdensitet	9
Hydraulisk konduktivitet i ofrusen mark	9
Vattentransport i frusen mark	10
Frys punktsnedsättning	13
Hydraulisk konduktivitet i frusen mark	15
Infiltration i frusen mark	16
Mikroklimat	17
Energibalansen	17
Värme flöde i marken	19
Termisk konduktivitet	20
Tjältillväxt	22
Andra faktorer s inverkan på tjäldjupet	23
Snö	23
Grundvatten	23
Jordart och gröda	24
Tjälning och Upptining	24
Beräkning av tjäldjupet	27
MODELLPARAMETRAR	28
RESULTAT OCH DISKUSSION	29
Klimatdata	29
Markprofil	30
Simuleringsresultat	32
SAMMANFATTNING	42
SUMMARY	43
LITTERATUR	44

BAKGRUND

Det finns ungefär 5,4 milj. ha torvjordar i Sverige, varav 70 % i norra Sverige och 15 % i respektive Syd- och Mellansverige (Kivinen, 1982). Torvjordarna i södra och mellersta Sverige håller i regel ett djup av 2-8 m. Dessa 5,4 milj. ha kan jämföras med 10,4 milj. ha i Finland, 3 milj. ha i Norge, 170 milj. ha (12 % av landarealen) i Kanada, 71 milj. ha i tidigare Sovjetunionen, 10,2 milj. ha i USA (utom Alaska) och 49,4 milj. ha (34 % av landarealen) i Alaska (Kivinen, 1982). I USA (utom Alaska) förekommer torvarealerna i huvudsak delstaterna Minnesota, Michigan, Wisconsin och Florida (Kivinen, 1982). Forskningen rörande torvjordar och tjäle är likaledes koncentrerad till länder med stora torvarealer. I Sverige har tjälforskningen i huvudsak varit inriktad på sand- och lerjordar. Ett undantag gäller dock studier av palsar och andra permafrostfenomen som förekommit i riklig omfattning. Det har inte varit något större intresse i Sverige för grundläggande tjälforskning rörande kopplade vatten- och energiflöden i torv. I våra grannländer Finland och Norge har man nått längre inom den tillämpade torvforskningen. Alaskas tundror är mycket flitigt studerade, likaså olika permafrostområden runt om i världen. Det finns mycket få rapporter publicerade om vatten och energiflöden i en årligt återkommande tjäle i torvjordar (Moore, 1987). Ryssland har lång erfarenhet av tjälforskning, men inte mycket är översatt från ryska.

Det råder olika förutsättningar för tjäle i landet. I de södra delarna av landet har vi en vädertyp som ger omväxlande regn och mildväder respektive snö och kyla vintertid. Detta gör att marken växlar mellan upptining och frysning, vilket gynnar strukturen på lerorna. I norra Sverige har vi en mera homogen vädertyp, d.v.s. det är sällsynt med upptiningar vintertid. Snön ligger i regel kvar hela vintern och fungerar som ett skydd mot en alltför djup tjäle. Tjälens kan ha både positiva och negativa effekter. I skogen är tjälens en förutsättning för skogsmaskinernas framkomlighet, medan den sena upptorkningen på de odlade torvjordarna försvårar framkomligheten för lantbruksmaskinerna. På våren är torvjorden fortfarande tjälade då sandjorden blivit brukningsbar, detta bl.a. p.g.a. torvens ytskikt torkar upp och därmed får en sämre värmeledningsförmåga. Ett torrt ytskikt försämrar värmetransporten nedåt i profilen, varigenom tjälens upptining försenas. Forskning om tjälens beteende i torvjordar skulle vara till gagn vid bl.a. vägbyggen, då vägar ibland måste läggas över stora myrområden.

Tjälens är en viktig faktor, som påverkar många av markens egenskaper. Kunskaper om hur tjälens beter sig, är till stor nytta vid utvärdering av olika dräneringssystem. Den dåliga bärigheten på de odlade torvjordarna ledde 1988 fram till att ett samnordiskt dräneringsprojekt inom Nordkalottområdet startades (Berglund m.fl., 1990). Ett dräneringsförsök lades ut i vardera Sverige, Norge och Finland. Vissa resultat från det svenska försöket, som finns i Karungi i Tornedalen, kommer att utnyttjas i detta examensarbete.

SYFTE

Syftet med det samnordiska dräneringsprojektet, som ligger till grund för examensarbetet, är att förbättra dräneringen av torvjordar. Olika dräneringsmetoder prövas och jämförs. Syftet med examensarbetet är att specialstudera de markfysikaliska egenskaper som teoretiskt styr tjältillväxten samt att belysa vilka effekter tjälens får på vattenflödet i marken. Examensarbetet består av två delar, en teoridel och en modellsimulering.

MATERIAL OCH METODER

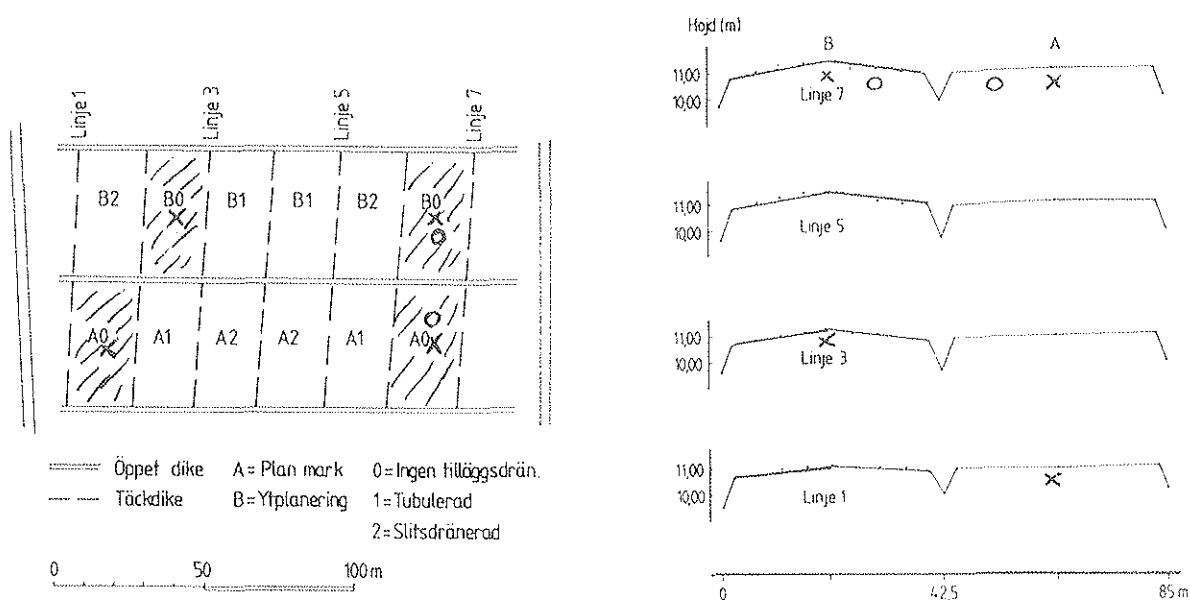
Försöksbeskrivning

Försöksfältet är beläget i Karungi (66° 3' norr och 23° 55' öst) vid Torneälven, ca 30 km norr om Haparanda. För det svenska försöket ansvarar Institutionen för markvetenskap vid Sveriges Lantbruksuniversitet.

Fältet är omgivet av torvmark och mycket björkskog, vilket tyder på mycket fuktiga förhållanden. Dikena är fulla av rostutfällningar, vilket är typiskt för jordarna i norra Sverige. Landskapet är mycket flackt, högre punkter i terrängen saknas helt. Fältet ligger ca 2-3 km från Torneälven.

Profilens översta 60-80 cm består av torvjord (starrtorv) med humifieringsgraden H3-H4 enligt von Posts skala. Torven underlagras av lera. Marken har varit vallbevuxen under hela försökets gång. Markfysikaliska mätningar gjordes innan försöket påbörjades. Under den tjälfria perioden avlästes grundvattennivåerna och under vintern tjäldjup och snödjup. Tjäl- och snödjupet har avlästs sedan november 1989 och grundvattennivån sedan juli 1990.

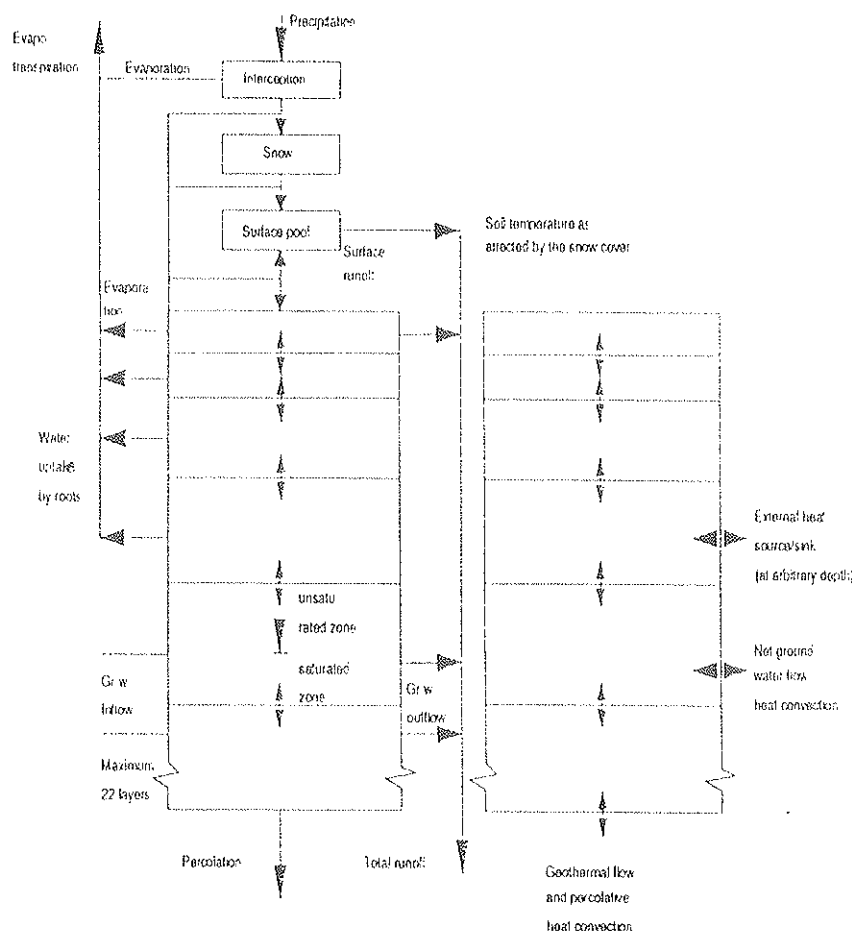
Försöksplanen för dräneringsförsöket framgår av figur 1. I examensarbetet används endast försöksrutor utan tilläggsdränering på plan (led A0) respektive bomberad mark (led B0) (streckmarkerade rutor i figur 1, där x är grundvattenståndsrör och o är tjäldjupsmätare).



Figur 1. Fältplan och längsprofiler, Karungi, Sverige (Berglund m.fl., 1990).

Modellbeskrivning

Den matematiska markmodellen SOIL (Jansson, 1991a) framtoogs ursprungligen för simulering av förhållandena i skogsjordar. Den har emellertid senare utvecklats för simulering av vatten- och värmeflöden i godtyckliga jordar, oberoende av gröda. Modellen bygger på väl kända ekvationer såsom Darcys och Fouriers lagar. En central del i modellen är kopplade vatten- och värmeflöden, eftersom dessa är två samverkande processer (se fig. 2). Modellen ger en beskrivning av hur vatten och värme flöden regleras i förhållande till tillgängliga mätdata.



Figur 2. Vattenflöden (till vänster) och värme flöden (till höger) i SOIL-modellen (Jansson, 1991a).

Datamodellen PLOTPE har utvecklats bl.a. för att fungera som en databas för olika jordar i Sverige, men tillika som indata till SOIL-modellen (Jansson, 1993). Med PLOTPE kan man visa markegenskaper i diagram- och tabellform. Markfysikaliska data för markprofilen (Karungi) i PLOTPE-programmets databas, tillsammans med klimatdata från väderstationen i Haparanda, används som indata i SOIL-modellen vid simuleringarna.

För att kunna köra SOIL-modellen behöver man göra en del antaganden och ansätta vissa villkor. Vidare behöver modellen bl.a klimatdata och en markprofils markfysikaliska data (bl.a. pF-kurvan och de mättade konduktiviteterna) som indata. I SOIL-modellen delas markprofilen in i ett antal skikt, där beräkningarna för vatten- och värmeflöden utförs separat för varje skikt, såväl i den mättade som den omättade zonen. I beräkningarna ingår också ev. nederbörd (regn och snö), vegetation (inkl. rötter) och vattenansamlingar.

SOIL-modellen kan delas in i följande underavdelningar: 1) Input files 2) Switches (Technical och Model specific) 3) Parameters 4) Output 5) Execute. Inom dessa underavdelningar kommer endast sådana faktorer att behandlas, som är av avgörande betydelse för simuleringen.

Vidare behövs en fil med termiska egenskaper som bygger på Kerstens ekvation (Jansson, 1991b) samt en inputfil som innehåller markprofilens markfysikaliska egenskaper, som hämtats från PLOTPF-programmet.

Syfte med modellsimulering

Insamlade data om snödjup, tjäldjup och grundvattennivåer jämförs med simulerade resultat. Endast data från två grundvattenståndsror respektive en tjäldjupsmätare (fig. 1) i varje led tas med i simuleringen. Datamaterial från det samnordiska projektet används tillsammans med den matematiska markmodellen SOIL (Jansson, 1991a).

Det bomberade ledet (B0) har en lutning av 3-4 %, medan ledet med plan mark (A0) är helt orört. Båda leden saknar tilläggsdränering. Syftet med simuleringarna är att se vilka brister som kan finnas i modellen, när man jämför experimentella data med simuleringarna. Vidare diskuteras vilken effekt ytavrinningen och grundvattennivån kan ha på tjäldjupet på bomberad respektive plan mark.

Faktorer såsom snö, grundvatten, termisk kvalitet, vattenhalt, värmeflöden, vattenflöden och marktemperatur undersöks för att se vilken inverkan dessa har på tjäldjupet.

MARKENS HYDROLOGI OCH TERMISKA EGENSKAPER - TEORI

I teoridelen behandlas den frusna markens hydrologi och markens termiska egenskaper. Teoridelens huvudsyfte är att lyfta fram faktorer som är av avgörande betydelse för tjälbildningen i en torvjord. Den ofrusna markens hydrologi berörs endast ytligt. Vidare tas mikroklimatets stora betydelse upp, liksom det isolerande snölagrets inverkan på tjäldjupet. Huvudparten av den använda litteraturen är amerikansk och kanadensisk. Teoridelen berör även en del viktiga ekvationer i SOIL-modellens uppbyggnad.

Klassificering av torv

Humifieringsgrad

Ett av de enklaste sätten att klassificera humifieringsgraden i torv är att använda sig av en fältmetod som utvecklades av von Post (1922). Denna metod används mest i Europa

och i viss utsträckning i Kanada (Nichols & Boelter, 1984). Metoden bygger på en bedömning av växtstruktur och färg samt mängden vatten som avgår när man kramar torvprovet i handen. Man använder sig av en 10-gradig skala som anger humifieringsgraden. H1-H5 anger att det är en svagt förmultnad torv. Växtstrukturen är då fullt tydlig och vatten avgår mellan fingrarna när man kramar torvprovet i handen. H6-H7 tyder på en måttligt förmultnad torv och med humifieringsgraden H8-H10 kan man inte längre urskilja någon växtstruktur i torven (Wiklander, 1976). Metoden är mycket subjektiv och ger därmed endast relativa resultat. Det finns emellertid fördelar med metoden: (1) den innehåller 10 definerbara klasser, (2) den är mycket enkel att använda och (3) den har stor spridning i världen, vilket gör att den är användbar när man skall jämföra resultat från olika studier (Chason & Siegel, 1986; Gafni & Brooks, 1990).

För laboratoriemässig bestämning av humifieringsgraden erfordras det i regel mera tid och utrustning än vad von-Post metoden kräver. Detta kan antingen göras kemiskt med NaPO_3 eller fysikaliskt genom bestämning av den torra skrymdensiteten (Chason & Siegel, 1986).

Torr skrymdensitet

I USA är det vanligt att bestämma både fiberinnehållet ($>0,1$ mm) och den torra skrymdensiteten, för att på så sätt få fram humifieringsgraden (Boelter, 1969). Porstorleksfördelningen och porositeten är beroende av humifieringsgraden. Med en ökad humifiering, minskar partikelstorleken vilket medför mindre porer och därmed en ökad skrymdensitet och en mindre porositet. Torvjordar är lätta jordar, med en torr skrymdensitet som varierar mellan $0,04$ och $0,20 \text{ gcm}^{-3}$. Detta kan jämföras med ler- och sandjordar, vilkas torra skrymdensiteter i allmänhet ligger mellan $0,8$ och $1,95 \text{ gcm}^{-3}$ (Päivänen, 1973).

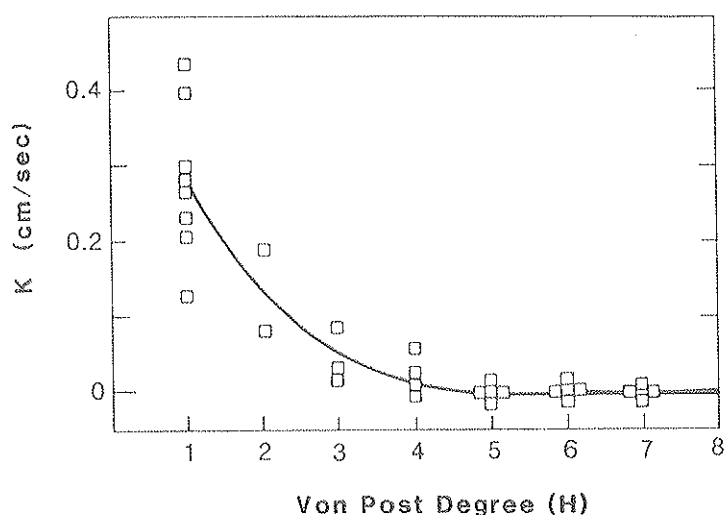
Under frysningsprocessen genomgår torven en del strukturförändringar, vilket gör att den torra skrymdensiteten minskar något. Hur mycket beror bl.a. av torvens sammansättning. För en torv med en hög dispergeringsgrad fann Pavlova (1970) att den torra skrymdensiteten minskade från $0,284 \text{ gcm}^{-3}$ till $0,228 \text{ gcm}^{-3}$.

Hydraulisk konduktivitet i ofrusen mark

De högsta hydrauliska konduktiviteterna brukar finnas i ytskikten, där det finns gott om stora porer som lätt släpper igenom vattnet. Hydrauliska konduktiviteterna i ytskikten kan vara mycket svåra att mäta i fält. I torvens djupare skikt är vattenrörelserna långsammare (mindre porer) och här kan de hydrauliska konduktiviteterna vara av samma storleksordning som i en sandig mjäla eller fin sand. En högförmultnad torv har en mera begränsad genomsläpplighet och kan t.o.m. uppvisa en lägre hydraulisk konduktivitet än en lera (Boelter, 1965). Hydrauliska konduktiviteten minskar exponentiellt med ökad humifieringsgrad (se fig. 3) (Gafni & Brooks, 1990; Rycroft m.fl., 1975). Tidigare studier av bl.a. Päivänen (1973) visar på linjära samband mellan hydraulisk konduktivitet och humifieringsgrad.

Boelter (1965) fann ingen större skillnad mellan den horisontella hydrauliska konduktiviteten (K_h) och den vertikala hydrauliska konduktiviteten (K_v). Senare studier visar att det kan förekomma stora skillnader. K_h kan vara 1-2 gånger större än K_v i övre delen av profilen och 2-3 gånger större längre ned i profilen (Chason & Siegel, 1986;

Rycroft m.fl., 1975). Det kan vara svårt att fastställa säkra hydrauliska konduktivitetsvärden för en torvjord p.g.a. olika förutsättningar (olika torvtyper, mätmetoder, o.dyl.) vid de olika studierna. Torv är ett mycket heterogent material, varför det kan vara stora skillnader mellan de hydrauliska konduktiviteterna inom samma fält. Rycroft m.fl. (1975) fann vid en återblick på tidigare laboratorie- och fältstudier, att de olika hydrauliska konduktivitetsvärdena varierade mellan $3,6 \times 10^{-5}$ och $3,6 \times 10^5$ cmh^{-1} . Karungiprofilens hydrauliska konduktiviteter, mätta i fält, varierade mellan $0,25 \text{ cmh}^{-1}$ och $3,5 \text{ cmh}^{-1}$ (Berglund, 1993). Dessa värden överensstämmer väl med figur 3, där de hydrauliska konduktiviteterna för humifieringsgraderna H3 och H4 ligger nära 0. Olika typer av torvjordar uppvisar olika exponentiella samband.



Figur 3. Hydraulisk konduktivitet (cm s^{-1}) som funktion av humifieringsgraden för en orörd myr i norra Minnesota (efter Gafni & Brooks, 1990).

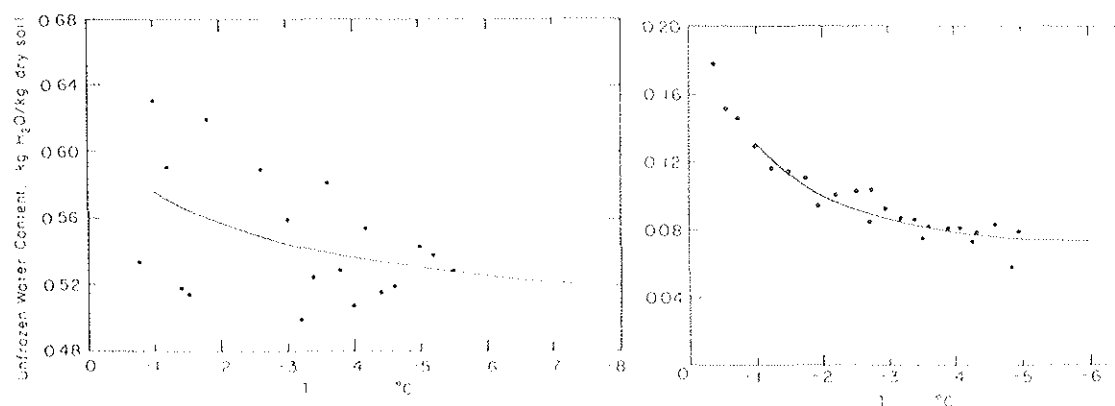
Vattentransport i frusen mark

När vatten fryser frigörs energi, som ger upphov till en stark ökning av markvattentensionen. Grundvatten transporteras kapillärt uppåt från den ofrusna delen av jorden mot den kallare frusna delen eller tjälfronten, vilket bidrar till att grundvattennivån vintertid sjunker till sin lägsta nivå under året. Vintertid kan marken under tjälskiktets undre gräns i en torvjord ha en lägre vattenhalt än i ytskiktet under en torr sommardag p.g.a. vattenomfördelningen (Juusela, 1967). Vid upptiningen stiger grundvattennivån till följd av snöns smältvatten och tjälens smältvatten. Under naturliga förhållanden förekommer det alltid en temperaturgradient, och vattnet i jorden rör sig därför från varmare till kallare områden, d.v.s. mot tjälfronten. I frysningsprocessens början fryser det vatten som ligger längst bort från markpartikeln först, därefter följt av det vatten som ligger närmare markpartikeln. Vattnet i den ofrusna marken transporteras uppåt via ofruset vatten i kapillärer och via det ofrusna vattnet som är adsorptivt bundet runt markpartiklarna. Om det finns höga koncentrationer av salt i marken, så kommer det att innebära att även saltet transporteras uppåt, från varmare till kallare områden, under frysningsprocessen (Cary & Mayland, 1972).

Markens hydrofysikaliska egenskaper bestämmer till stora delar vattentransporten i jorden. Då marken är i fruset tillstånd befinner sig markvattnet i flera faser. Om jorden är vattenmättad (inga luftbubblor), så kan man uppskatta mängden is genom den volymökning som uppstår. Vid ett mättat fruset system finns förutom is och jord även en del ofruset vatten närvarande under vattnets fryspunkt. Mängden ofruset vatten beror av temperatur och jordart. Speciellt för en torvjord gäller att det ofrusna vattnet även beror av dispergeringsgrad och adsorptionskapacitet. Dessutom inverkar innehållet av utbytbara katjoner, mineraler och salter i marken (Pavlova, 1970; Kadlec m.fl., 1988). Det ofrusna vattnet förekommer som bundet vatten på markpartiklarnas ytor och som kapillärvatten. När det fria vattnet, som finns i porerna, börjar frysa vid 0°C , så sker det en vattentransport från det bundna vattnet, vilket innebär att den bundna vattenfilmens tjocklek minskar. Det bundna vattnet fryser vid olika temperaturer beroende på bl.a. jordart och finkornighet (humifieringsgrad). Vattnet är hårdare bundet ju finkornigare jorden är, vilket innebär en större andel ofruset vatten vid -5°C för en lerjord än en sandjord. Andelen ofruset vatten minskar med minskande temperaturer för olika jordarter enligt figurerna 4 och 5.

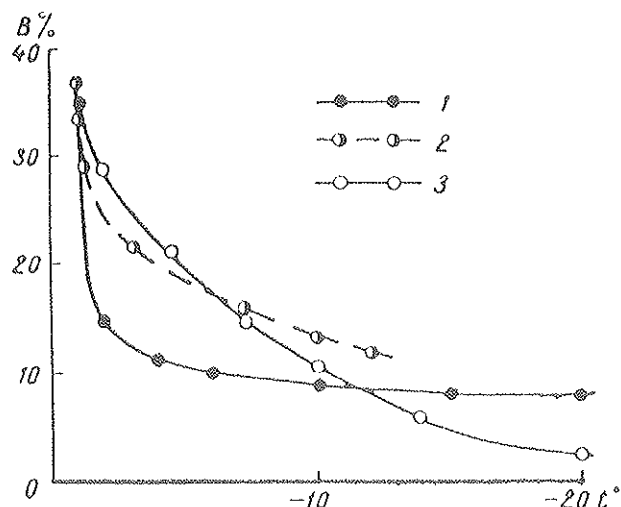
Pavlova (1970) studerade infiltrationen i olika torvjordar med hänsyn till fassammansättningen (bl.a. ofruset vatten) och den termiska konduktiviteten. Oavsett vattenhalt, förblev en del vatten ofruset även vid så låga temperaturer som -15°C till -20°C . Fasomvandlingen upphörde helt vid -20°C till -30°C . Fasomvandlingstemperaturen beror av vattenhalten och torvsorten. För t.ex. vasstorf (torr skrymdensitet: $0,185\text{ gcm}^{-3}$) med vattenhalten 70-80 volym %, var fasomvandlingen snabbast mellan 0°C och -6°C . Vid vattenhalten 15 % förblev allt vatten ofruset ned till en temperatur av -8°C till -9°C för samma torvjord, där fasomvandlingen började vid -9°C och endast en del av vattnet omvandlades till is (Pavlova, 1970). För sand sker den snabbaste fasomvandlingen vid 0°C och för mjällig lera mellan 0°C och -1°C (Williams & Smith, 1989).

Det ofrusna vattnet kan antingen anges i vikt % (kg vatten/kg torr jordvikt) (se fig. 4) eller i volym % (volym vatten/volym frusen jord) (se fig. 5). Om man använder uttrycket vikt %, är andelen ofruset vatten helt oberoende av isinnehållet och därmed oberoende av den totala vattenhalten (Hoekstra, 1966). Används istället uttrycket volym %, ändras andelen ofruset vatten med en ändring i isinnehållet (Williams & Smith, 1989).



Figur 4. Ofruset vatten (vikt %) som funktion av temperaturen ($^{\circ}\text{C}$) för olika torvjordar (vänster bild) respektive mineraljordar (höger bild) i Alaska (Nakano & Brown, 1972).

Figur 4 visar vanliga värden för andelen ofruset vatten i torvjordar respektive mineraljordar från Alaska. Den stora spridningen mellan mätvärdena för andelen ofruset vatten i olika torvprov i figur 4, visar att torv är ett mycket heterogent material. I torvjorden förblir mer än 50 % av vattnet ofruset i temperaturintervallet ned till -8°C . Figur 5 visar mängden ofruset vatten för tre torvtyper (olika humifieringsgrader) i Ryssland. Såväl figur 4 som 5 visar att man för torv inte kan ange några generella värden för andelen ofruset vatten.



Figur 5. Ofuset vatten (volym %) som funktion av temperaturen ($^{\circ}\text{C}$) för tre torvjordar med olika humifieringsgrader (torvtyp 1 har humifierats till 15-20 %, torvtyp 2 till 35 % och torvtyp 3 till 35-40 %) (Pavlova, 1970).

Det finns olika metoder att beräkna den ofrusna vattenhalten (W_u). Andelen ofruset vatten kan beräknas enligt ekvation 1 (Andersson & Morgenstern, 1973) vid temperaturer under 0°C , om den specifika ytan är känd. Det ofrusna vattnet ges i vikt %. Ekvation 1 gäller för såväl mättad, frusen mark som omättad, frusen mark.

$$\ln W_u = a + b \ln S + c S^d \ln \theta \quad (1)$$

där a , b , c , och d är konstanter, S är specifika ytan (m^2kg^{-1}) och θ är fryspunktsnedsättningen ($^{\circ}\text{C}$).

Pavlova (1970) använde sig av en beräkningsmetod, vari det frusna vattnet antas vara exponentiellt beroende av temperaturen. Varje torvtyp beräknades med två ekvationer: 1) en ekvation (ekv. 2) för temperaturintervallet med den snabbaste fasomvandlingen, 2) en ekvation (ekv. 3) för temperaturer under det snabba fasomvandlingsintervallet och ned till -20°C . Ekvationerna 2 och 3 är modifieringar av Pavlovas ekvationer. W_u anges i volym %.

$$W_u = a e^{bt} \quad \text{snabbt fasomvandlingsintervall} \quad (2)$$

$$W_u = c e^{dt} \quad \text{temp. under snabbt fasomvandlingsinterv. och ned till } -20^{\circ}\text{C} \quad (3)$$

där a, b, c och d är konstanter, som är specifika för varje torvsort och t är temperaturen i $^{\circ}\text{C}$.

I SOIL-modellen beräknas den ofrusna vattenhalten (enl. ekv. 4) vid en antagen temperatur (T_f), oftast -5°C , där man antar att en ytterligare sänkning av temperaturen inte leder till någon minskning av den ofrusna vattenhalten. Denna temperatur antas gälla för en mineraljord. I en torvjord gäller andra temperaturer (se fig. 5), men p.g.a. att det sällan är kallare än -5°C i marken, kan man sätta denna temperatur även för en torvjord. Mängden tillgängligt vatten (w_{ice}) som kan frysa beräknas enligt ekvation 5 (Jansson, 1991a).

$$\theta_{if} = d_i \theta_{wilt} \quad (4)$$

θ_{wilt} är den volymetriska vattenmängden vid vissningsgränsen ($pF=4,2$) och d_i är en fryspunktsnedsättningskonstant, som är specifik för varje jordart.

$$w_{ice} = w - \Delta z \theta_{if} \rho_{water} \quad (5)$$

där w är totala vattenmängden, ρ_{water} är vattnets densitet och Δz är det aktuella jordlagrets tjocklek.

Termisk kvalitet (ekv. 6) (d.v.s. kvoten mellan fruset vatten och totala mängden vatten), som ges av energirelationer, är ett annat uttryck som leder fram till mängden ofruset vatten.

$$Q = -(E-H)/(L_f w_{ice}) \quad (6)$$

där E är markens energiinnehåll, H är det sensibla värmets och L_f är latent smältentalpi (J/kg) för is. Mängden ofruset vatten ges nu av sambandet $W_u = (1-Q)\theta_{start}$, där θ_{start} är den ursprungliga vattenhalten.

Fryspunktsnedsättning

Hoekstras (1966) antagande om det ofrusna vattnets oberoende av det totala vatteninnehållet, tog inte hänsyn till att det kan finnas salter i marken, vilka påverkar fryspunktsnedsättningspunkten, då man anger det ofrusna vattnet i vikt %. Därmed är det ofrusna vattnet endast beroende av temperaturen. Flera studier (Banin & Anderson, 1974; Pavlova, 1970; Cary & Mayland, 1972; Kadlec m.fl., 1988) har visat att man måste ta hänsyn till saltkoncentrationen i marken, vilka direkt påverkar den totala vattenmängden.

Eftersom det ofrusna vattnet runt markpartiklarna kan innehålla höga koncentrationer av lösliga salter, så är det uppenbart att också saltet rör sig från varmare till kallare områden i den omättade zonen. Vid frysning avskiljs saltet från nybildad is, varigenom saltet kommer att stanna kvar i den ofrusna vattenfilmen (Banin & Anderson, 1974). Det sker en anrikning av salt i ytskiktet. För torv kan detta innebära en ökad aggregering och en snabbare fasomvandling, som minskar mängden ofruset vatten (Pavlova, 1970). Saltkoncentrationen ökar hela tiden när temperaturen sänks d.v.s. mera vatten fryser till. En snabb nedkylning av en torvjord ger lägre saltackumuleringar i marken (Kadlec m.fl., 1988). Den ökade saltkoncentrationen medför att fryspunkten i kvarvarande vatten kommer att bli lägre.

För att uppskatta fryspunktsnedsättningen p.g.a. ett salt, beräknar man först den saltkoncentration som uppkommer när en viss mängd av det ofrusna vattnet fryser till.

Därefter kombinerar man detta med Clausius-Clapeyrons ekvation, vilket ger ekvation 7 (Banin & Anderson, 1974).

$$\theta = -(RT_0^2/L_f) \ln (b/(1000e/W_w) + b) \quad (7)$$

där R är gaskonstanten och T_0 är fryspunkten för rent vatten i K. L_f är det molara latent värmet (cal/mol), e är totala antalet mekv salt per gram fast substans och b är en saltkonstant.

Salter i marken sänker den fria energin något och därmed även frysningstemperaturen. En minskande mängd ofruset vatten kommer att påverkas mer och mer av de kapillära och adsorptiva krafterna allt eftersom frysningsprocessen fortskrider, vilket innebär att den fria energin minskar ytterligare, varigenom det kommer att krävas en ännu lägre temperatur för frysnings. Detta är vad man mer allmänt kallar för fryspunktsnedsättning. Den fria energin (Gibbs fria energi) är ett annat ord för potential. Inom ingenjörsvetenskapen är porvattentryck ett vanligare uttryck. Den minskning i potentialen som uppstår p.g.a. kapillaritet och adsorption kallas mera allmänt för tension. Vattnet har en högre energi i markens ofrusna zon än i den frusna zonen. Detta innebär att vattnet flödar från den högre potentialen till den lägre eller från varmare mot kallare områden.

För t.ex. en lera, så påverkar de kapillära krafterna fryspunktsnedsättningen mest i temperaturintervallet 0°C till $-1,5^\circ\text{C}$, där den snabbaste fasomvandlingen sker. Då temperaturen sjunker under $-1,5^\circ\text{C}$ är det nästan uteslutande adsorptiva krafter som står för fryspunktsnedsättningen. I en lera är adsorptionsutrymmet större än det kapillära utrymmet, vilket gör att vattnet fryser först i det kapillära utrymmet. Motsatsen råder i jordar med en bra eller en bättre kapillaritet d.v.s. icke-kolloidala jordar (Williams & Smith, 1989).

En variant av Clausius-Clapeyrons ekvation kan användas för beräkning av hur en förändring av trycket påverkar vattnets fryspunkt (ekv. 8) (Williams & Smith, 1989).

$$dT/dP = ((V_w - V_i)T_0)/L_f \quad (8)$$

där V_w är vattnets specifika volym (m^3kg^{-1}), V_i är specifika volymen (m^3kg^{-1}) för is och T_0 är den normala fryspunkten ($0^\circ\text{C} = 273,15 \text{ K}$). dP och dT är förändringarna i trycket respektive fryspunkten. I ekvationen antas tryckförändringen delas lika mellan isfas och vattenfas.

Ekvation 8 förutsätter att det är en lika jämn fördelning av trycket i isfasen som i vattenfasen. Om trycket i isfasen hålls konstant och man förändrar (sänker) trycket i vattenfasen, kan en annan variant av Clausius-Clapeyrons ekvation användas för att beräkna fryspunktsförändringen (ekv. 9).

$$dP_w/dT = L_f/TV_w \quad (9)$$

där P_w är porvattentrycket. Porvattentrycket beror av tjälningshastigheten. När marken är vattenmättad kan man anta att porvattenflödet svarar mot den totala potentialen i marken, utan att allt för stora fel uppstår (Yanagisawa & Yao, 1985).

En kombination av ekvation 8 och 9 ger ekvation 10, där P_i är trycket i isen.

$$T - T_0 = ((P_w V_w - P_i V_i)T)/L_f \quad (10)$$

Kapillaritetsteorin gäller på liknande sätt för is och vatten som för luft och vatten. Istället för luft räknar man med vatten. Det finns svagheter med kapillaritetsmodellen, ty de flesta jordar är inte vattenmättade vid frysning. Vid mindre noggranna uträkningar går det bra att använda ekvation 10. Det som styr istillväxten är skillnaden (tensionen) mellan isens tryck och porvattentrycket. Denna skillnad orsakas av tensionen (σ_{iw}) i kontaktytan mellan is och vatten. Med en lägre vattenhalt, kommer kontaktytan mellan is och vatten att finnas i mindre porer och därmed blir $P_i - P_w$ större.

$$P_i - P_w = \frac{2\sigma_{iw}}{r_{iw}} \quad (11)$$

där r_{iw} är radien på ytan mellan is och vatten.

Genom en kombination av ekvation 9 och ekvation 11 får man ett uttryck (ekv. 12), som visar hur isen penetrerar i allt mindre porer allt eftersom temperaturen minskar.

$$T - T_0 = (V_w 2\sigma_{iw} T_0) / r_{iw} L_f \quad (12)$$

SOIL-modellen börjar med att först beräkna värmekapaciteten (enl. ekv. 13), för att komma fram till fryspunktsnedsättningen (Jansson, 1991a).

$$C_f = f_s C_s + \theta_i C_i + \theta_w C_w \quad (13)$$

där värmekapaciteten (C_f) används för att beräkna totala värmeinnehållet (E_f) i marken vid temperaturen T_f enligt ekvation 14. θ_i är isinnehållet och f_s är fraktionen jordmaterial. C_s , C_i och C_w är värmekapaciteterna för fast material, is respektive vatten.

$$E_f = C_f T_f - L_f w_{ice} \quad (14)$$

Kvoten (f_{lat}) mellan det latent värmet (L_f), som is frigör vid frysning och totala värmeinnehållet vid temperaturen T_f ges av ekvation 15.

$$f_{lat} = L_f w_{ice} / E_f \quad (15)$$

Fryspunktsnedsättningen (r) för en frusen jord ges av ekvation 16.

$$r = \left(1 - \frac{E}{E_f}\right)^{d_2 \lambda} \quad (16)$$

där E är värmeinnehållet vid temperaturen T ($0 < T < T_f$) och λ är ett porstorleksfördelningsindex, d_2 är en fryspunktsnedsättningskonstant som är specifik för varje jordart.

Hydraulisk konduktivitet i frusen mark

Den omättade hydrauliska konduktiviteten i den frusna marken beror av porositeten, kvoten ofruset-fruset vatten och hur mycket porerna blockeras av is. Med ett högt vatteninnehåll blockeras porerna av is i större utsträckning än i en torr frusen jord. Om jorden är relativt torr, blir den omättade hydrauliska konduktiviteten ganska låg och vattentransporten uppåt reduceras kraftigt. Förhållandet mellan den hydrauliska konduktiviteten och det ofrusna vattnet är med några få undantag bara känt för mättade jordar vid temperaturer strax under 0°C . Det enklaste systemet att studera, är ett mättat flöde under ofrusna förhållanden. Ett omättat flöde i ofrusen mark blir lite mer

komplikerat eftersom man även måste ta hänsyn till luften i marken (Kane & Stein, 1983; Mackay, 1983).

För en torvjord är det mer intressant att beräkna den mättade hydrauliska konduktiviteten än den omättade, eftersom torvjordar ofta är vattenmättade på hösten, beroende på höstregnen och en mycket liten avdunstning (Ryden & Kostov, 1977). Tjälskiktet är ofta tunnare och porösare i en frusen torvjord med en hög mättad hydraulisk konduktivitet än i en torvjord med låg mättad hydraulisk konduktivitet (Swanson & Rothwell, 1989).

SOIL-modellen beräknar den mättade hydrauliska konduktiviteten enligt ekvation 17 (Jansson, 1991a). Modellen tar hänsyn till isbildningen i den frusna jorden genom att minimera den frusna hydrauliska konduktiviteten. Detta kan göras genom att välja mellan två beräkningsprocedurer i modellen: 1) Den lägsta hydrauliska konduktiviteten av två skikt väljs och således inte medelvärde av dessa två. Detta medför att vattentransporten mot tjälningsskiktet reduceras och att man därmed undviker en överskattning av vattenflödet (Lundin, 1990). 2) Hydrauliska konduktiviteten beräknas empiriskt (enl. ekv. 17) med en impedansparameter (f_{ci}) (Lundin, 1990).

$$k_{wf} = 10^{-f_{ci}Q} k_w \quad (17)$$

där Q är kvoten mellan is och den totala vattenmängden, k_{wf} är hydraulisk konduktivitet för frusen mark och k_w är hydraulisk konduktivitet för ofrusen mark.

Infiltration i frusen mark

Infiltrationskapaciteten av smältvatten från snö i frusen mark styrs helt och hållet av mängden is i översta skiktets markporer. Infiltrationen sker genom det obundna ofrusna vattnet och genom luftfyllda makroporer. Infiltrationen av vatten i den frusna marken medför att marktemperaturen stiger mot 0°C genom transporten av sensibelt och latent värme (Mackay, 1983).

Infiltrationen beror av den hydrauliska konduktiviteten, som beror av jordart och temperatur och är relaterat till mängden ofruset vatten. Eftersom det ofrusna vattnet är temperaturberoende, påverkas även den hydrauliska konduktiviteten av temperaturen. Hydrauliska konduktiviteten i en frusen jord minskar med en sjunkande temperatur p.g.a. en minskad mängd ofruset vatten och därmed uppkommer en reducering av infiltrationen. Under frusna förhållanden kan infiltrationen reduceras ytterligare om det finns islinser. Dessa "skär" av det vertikala vattenflödet (Burt & Williams, 1976; Kane, 1980).

Infiltrationens beroende av vattenhalten är mera känt än dess beroende av marktemperaturen (Granger m.fl., 1984). Infiltrationen (I_a) kan bestämmas (enl. ekv. 18) om regnintensiteten (R_a) och ytavrinningen (O_f) är kända (Haupt, 1967). Willis m.fl. (1961) noterade ett samband mellan vattenhalten på hösten och ytavrinningen på våren. En torr jord, där ytskiktet (30-40 cm) inte var vått vid markens frysning, hade en mindre ytavrinning på våren (större infiltration), än den mark som blivit våt före frysning.

$$I_a = R_a - O_f \quad (18)$$

Vattenhalten är den faktor som styr infiltrationen av smältvatten från snö, oberoende av markstruktur och gröda (Granger m.fl., 1984). Infiltrationsmängden under snösmältperioden har ett direkt samband med snöns vattenvärde och vattenhalt. Infiltrationen ökar med snöns vattenvärde (ej linjärt), dock ej obegränsat, eftersom den

frusna jorden har en begränsad kapacitet att adsorbera vatten. Till följd härav medför ett högre vattenvärde också en ökad ytavrinning. En del av det infiltrerade vattnet kommer att frysa i marken och därmed blockera vidare infiltration. Granger m.fl. (1984) visade att infiltrationen resulterade i mättnad i marken, endast då marken hade en vattenhalt som överskred 95 % vid infiltrationens början.

Vatten som kommer från snö eller regn infiltrerar, förutsatt att infiltrationskapaciteten är tillräckligt hög. Infiltrationskapaciteten beräknas från den mättade hydrauliska konduktiviteten i det översta markskiktet. Det vatten som inte förmår att infiltrera (t.ex. p.g.a. tjäle) kommer att bli kvar på ytan och bilda en "pool". I SOIL-modellen kallas denna pool för W_{pool} och används för beräkning av ytavrinningen q_{surf} enligt ekvation 19 (Jansson, 1991a).

$$q_{\text{surf}} = a_{\text{surf}} W_{\text{pool}} \quad (19)$$

där a_{surf} är en empirisk konstant.

Mikroklimat

Mikroklimatet är av en mycket stor betydelse för markens termiska tillstånd. En förändring av markytan t.ex. borttagning av torvlagret kan innebära stora förändringar i marktemperaturerna. Det blir större temperaturfluktuationer i en mineraljord än i en torvjord. Samma resonemang gäller även för dränerade torvjordar (Swanson & Rothwell, 1989). En torvjord släpper igenom en mindre mängd nettostrålning än en mineraljord. En mindre mängd nettostrålning medför en dämpning av temperatursvängningarna och därmed mindre temperaturfluktuationer. Detta innebär att dygnsmedeltemperaturerna blir lägre i marken under sommaren och högre på vintern i en torvjord än i en mineraljord. Snötäckets tjocklek, typ av vegetation och jordart är liksom topografin andra avgörande faktorer som påverkar värmeutbytet mellan marken och atmosfären. Atmosfärens tillstånd styr direkt markens hydrologi och värmeutbytet mellan mark och atmosfär. Mikroklimatet påverkar det översta skiktet, vilket i sin tur bidrar till bl.a. tjälens tjocklek (Smith, 1975; Williams & Smith, 1989).

Huvuddelen av den fysikaliska värmetransporten i atmosfären sker som konvektion av sensibelt värme, avdunstning. I marken dominerar värmeledningen (konduktionen).

Energibalansen

Den tillgängliga energin vid markytan styrs av nettostrålningen och klimatets påverkan. Nettostrålningen påverkas av latitud och läge. Strålningen på markytan består av kortvågig strålning (0,15-3,0 μm) och långvågig strålning (3,0-100 μm) (Oke, 1987). Nettostrålningen Q^* (MJ m^{-2}) är den effektiva strålning som marken tillgodogör sig enligt strålningsbalansen:

$$Q^* = K_{\text{in}}(1-\alpha) - \epsilon k T_0^4 + L_{\text{in}}(1-\epsilon) = K_{\text{in}}(1-\alpha) + L_{\text{in}} - L_{\text{ut}} \quad (20)$$

K_{in} = inkommande kortvågsstrålning, huvudsakligen beroende på klimat, latitud, tid på året (dygnet), gröda, topografi, väderlek och lokala förhållanden. Albedot α är den andel av den kortvågiga instrålningen som reflekteras tillbaka från markytan. Albedot antar olika värden beroende på markytans egenskaper (se tab. 1). K_{in} är intensivast under

senvintern och under våren, men p.g.a. det kvarliggande snötäckets höga albedo blir skillnaden mellan K_{in} och Q^* störst under denna tid på året (Odin, 1992).

L_{in} = inkommande långvågsstrålning och beror i huvudsak på molnighetsförhållanden och fuktighet.

L_{ut} = utgående långvågsstrålning d.v.s. $\epsilon (L + kT_0^4)$ där ϵ är emissiviteten, k är Stefan-Boltzmanns konstant ($5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$) och T_0 är temperaturen på markytan i K.

Tabell 1. Albedovärden för några naturliga material

Markyta	Anmärkningar	Albedo
Snö	gammal	0,40-0,70
	ny	0,80-0,95
Is		0,20-0,45
Torv		0,05-0,15
Jordar	ljusa, torra	0,05
	mörka, våta	0,40

Källor: Oke, 1987; Rosenberg m.fl., 1983; Williams & Smith, 1989.

Q^* kan även skrivas som: $Q^* = Q_H + Q_G$ där Q_H är det sensibla värmets och Q_G är värmefflödet i marken. För att energibalansen skall bli komplett måste man även ta med det latent värmets eller avdunstningen Q_{LE} d.v.s. $Q^* + Q_H + Q_{LE} + Q_G = 0$. Dagtid är Q^* positiv då mer strålning absorberas än reflekteras, nattetid blir Q^* negativ eftersom det inte finns någon kortvågsstrålning och marken förlorar långvågig strålning. Vintertid på nordligare breddgrader kan Q^* vara positiv några enstaka timmar mitt på dagen eller vara noll om man går riktigt långt norrut en decemberdag (Smith, 1975). Under en 24-timmarsperiod brukar man räkna med att termen Q_G sällan överskrider 10-20 % av nettostrålningen på bevuxen mark och på barmark ungefär 30 % (Williams & Smith, 1989). Värmefflödet i marken kan helt försummas i den årliga energibalansen, eftersom värme som lagrats i marken under våren och sommaren frigörs helt under hösten och vintern. Det sensibla värmets som avgår till atmosfären genom konvektion kan beräknas enligt ekvation 21 och avdunstningen enligt ekvation 23 (Oke, 1987).

$$Q_H = -c_p K_H (dT/dz) = -c_p K_H (T_2 - T_1) / (z_2 - z_1) \quad (21)$$

där c_p är värmekapaciteten för luft. K_H är en turbulensutbyteskoefficient som är beroende av vindhastighet och ytans skrovlighet. Temperaturen (T_1 och T_2) mäts på två höjder (z_1 och z_2). Q_H kan även skrivas enligt ekvation 22.

$$Q_H = -(\rho c_p (T_s - T_a)) / r_a \quad (22)$$

där T_s och T_a är temperaturerna för markytan respektive luften, ρ är densiteten för luft och r_a är den aerodynamiska resistansen.

$$Q_{LE} = -\rho L_v K_v (q_2 - q_1) / (z_2 - z_1) \quad (23)$$

där K_v är en turbulensutbyteskoefficient för vattenånga. L_v är förångningsvärmets och q är specifika fuktigheten.

Värmefflöde i marken

Om man antar ett vertikalt värmefflöde för Q_G , så kan värmefflödet beräknas enligt Fouriers lag (ekv. 24):

$$Q_G = -k(dT/dz) \quad (24)$$

där k är den effektiva termiska konduktiviteten ($Wm^{-1}K^{-1}$), eftersom det också sker en transport av värme genom konvektion, som inte ingår i ekvation 24. Om det finns en temperaturgradient i fuktig jord, vare sig jorden är frusen eller ofrusen, så sker det en transport av värme också genom konvektion. Ekvation 24 kan antas gälla för en omättad, frusen mineraljord, när konvektionen är försumbar (Hinzman m.fl., 1991). I en torvjord, som ofta är vattenmättad, måste man även räkna med konvektionen.

Under stationära förhållanden är k konstant, vilket innebär att också dT/dz blir konstant. Man får en linjär temperaturprofil och temperaturen på godtyckligt djup kan beräknas enligt ekvation 25:

$$T_z = T_{yta} + (Q_G/k)z \quad (25)$$

Ekvationen antar en konstant temperaturgradient, men p.g.a. att marktemperaturen fluktuerar hela tiden beroende på b.f.a. förändringar i de termiska egenskaperna, innebär det att stationära förhållanden aldrig uppnås i verkligheten.

Värmefflödet styrs av den termiska konduktiviteten k , och förändringar i temperaturen beror av den volymetriska värmekapaciteten C . Om man tar med dessa två egenskaper får man värmebalansen i marken (ekv. 26) (Williams & Smith, 1989).

$$k(dT/dz)_{in} = k(dt/dz)_{in} + C(dT/dt)dz \quad (26)$$

eller

$dT/dt = (k/C)(1/dz)((dT/dz)_{in} - (dT/dz)_{in})$, vilket i differentialform blir

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (27)$$

där $D (= k/C)$ är den termiska diffusiviteten (m^2s^{-1}), d.v.s. en koefficient för värmediffusionen. Under stationära förhållanden (då $t=0$) reduceras formeln till ekvation 24. I en frusen jord kan man inte enbart ta hänsyn till värmefflöden, utan måste samtidigt beakta vattentransporten, eftersom det finns olika faser i jorden. Värmetransporten sker som värmeledning, samtidigt som det sker vattentransport genom konvektion (diffusion) (Williams & Smith, 1989). Järvinen & Luukkainen (1992) fann i sina studier av frusen torv (starrtorv), mycket stabila förhållanden under tjälskiktet. Värme- och vattentransporterna var mycket låga, vilket innebar en stabil temperaturprofil, i vilken temperaturen minskade mycket långsamt mot tjälgränsen. Vid upptining ökade så värme- och vattentransporten åter.

SOIL-modellen har tagit hänsyn till vattentransporten i sin beräkning av värmefflödet. Konvektionstermen är den andra termen i ekvation 28. I SOIL-modellen kan man välja om man vill ha med konvektionstermen eller inte (Jansson, 1991a). Det är speciellt vid

höga flöden, som t.ex. vid kraftiga snösmältningar, det är viktigt att konvektionstermen finns med.

$$q_h = -k_h \frac{\partial T}{\partial z} + C_w T q_w \quad (28)$$

där h och w står för värme respektive vatten, k_h är konduktivitet (värmeledning) och q_h är värmeflödet. T är temperaturen, C är värmekapacitet för vatten och z är djupet. Eftersom energi inte kan försvinna på vägen, utan alltid är konstant, måste värmeledningen och konvektionen motsvaras av samma förändring i det latent och sensibla värmnet. De två vänstra termerna i ekvation 29 representerar förändringar i sensibelt värme resp latent värme. Index i och f står för "ice" respektive "freezing". (Jansson, 1991a).

$$\frac{\partial(CT)}{\partial T} - L_f \rho_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_h \frac{\partial T}{\partial z} \right) - C_w \frac{\partial(Tq_w)}{\partial z} \quad (29)$$

Vid temperaturer nära 0°C är latent värmetransporten mycket högre än värmetransporten via konduktion (ledning). Detta gäller speciellt vid snösmältning eftersom smältvattnet fryser till vid infiltrationen (Kay m.fl., 1981; Odin, 1992).

Vid snötäckt mark och stationära förhållanden, beräknas värmeflödena i SOIL-modellen enligt ekvation 30 i snöskiktet och enligt ekvation 31 i det översta torvskiktet (Jansson, 1991a).

$$Q_h = k_{\text{snow}} (T_a - T_s) / \Delta Z_{\text{snow}} \quad (30)$$

$$Q_h = k_{\text{ho}} (T_s - T_1) / (\Delta Z_1 / 2) \quad (31)$$

där k_{snow} är snöns termiska konduktivitet och k_{ho} är termisk konduktivitet för humus. T_a är temperaturen på snöytan (lufttemperaturen) och T_s är markens yttemperatur. ΔZ_{snow} är snöskiktets tjocklek och ΔZ_1 är tjockleken av markens översta skikt.

Termisk konduktivitet

Den termiska konduktiviteten beror i huvudsak på fasen och vattenmängden i jorden och är helt oberoende av temperaturgradienten, men inte nödvändigtvis av temperaturen. För små temperaturförändringar, vilket är vanligt i (ofrusna) jordar, kan k antas vara oberoende av temperaturen (Ghildyal & Tripathi, 1987). I ett mätningförsök med två olika leror, där temperaturen varierade mellan 0°C och -22°C, visade Penner (1970) att det inte går att negligera den termiska konduktivitetens beroende av temperaturen. En sänkning av temperaturen i en mättad jord, medför att det blir fasförändringar, mer is bildas samtidigt som vatteninnehållet minskar och systemets termiska konduktivitet förändras. Oberoendet av temperaturen gäller under förutsättning att $T > 0^\circ\text{C}$, då ju inga andra faser än vatten och luft existerar. I ett ryskt försök med tre torvjordar med vattenhalten 77, 80 och 84 volym %, fann Pavlova (1970) att den termiska konduktiviteten var beroende av vatteninnehållet, men inte av temperaturen. För t.ex. två olika sorters torvjordar, ökade specifika värmen med temperaturen, men den termiska konduktiviteten var helt oberoende av temperaturen. Pavlova (1970) pekar på flera samverkande faktorer som kan förklara varför det inte finns något samband mellan temperatur och termisk konduktivitet. Värmeflödet i ett poröst medium transporteras vanligtvis via värmeledning och konvektion. I det här fallet sker värmetransporten via diffusion av vattenånga och vätskans värmefflöde. När temperaturen sjunker, ökar ismängden i torven, fria porositeten minskar men också mängden ofruset vatten minskar.

Detta medför en minskning av konvektionen. En större andel av det bundna vattnet förblir ofruset och viskositeten ökar med minskad temperatur. Då det finns ofruset vatten i den frusna jorden, förbättras kontakten mellan markpartiklar och is, men vid en sänkning av temperaturen försämras eller förstörs denna kontakt (Pavlova, 1970). Ofruset markvatten transporterar värme mycket bra p.g.a. att dess termiska konduktivitet är mycket högre än för fritt vatten (Farouki, 1981; Palmer, 1967).

Torv har en låg termisk konduktivitet vilket till stor del beror på dess låga densitet och dess fibriga struktur (Brown & Williams, 1972b; Pavlova, 1970). En låg termisk konduktivitet medför ett högre termiskt motstånd, vilket leder till en hög temperatur under dagtid på markytan och betydligt lägre temperaturer i de undre skikten, eftersom värmen får svårare att tränga igenom. En torvjord har i allmänhet högre värmekapacitet, lägre termisk konduktivitet och lägre termisk diffusivitet än en väl-dränerad mineraljord (Moore, 1987). När en mättad torvjord fryser, minskar dess värmekapacitet samtidigt som den termiska konduktiviteten ökar. Detta medför att den termiska diffusiviteten ökar (Moore, 1987). I torrt tillstånd fungerar torven som en barriär mot värmetransport, eftersom densiteten är låg och det finns mycket luft i torven. Isoleringsförmågan avtar med ökande vattenhalt (se tab. 2). Isoleringsförmågan avtar också då torven fryser till, eftersom den termiska konduktiviteten ökar p.g.a. ett ökat isinnehåll i jorden. För mättade jordar såsom torv är den termiska konduktiviteten större i frusen än i ofrusen jord, p.g.a. att is har en termisk konduktivitet som är ungefär fyra gånger större än vattnets (Farouki, 1981). Enligt Luthin & Guymon (1974) så torde torvens termiska konduktivitetsvärde en torr sommardag, ligga i samma storleksordning som snöns.

Tabell 2. Termisk konduktivitet för torv (vitmosstorv)

Vattenhalt (volym %)	Termisk konduktivitet ($\text{mW cm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)	
	Fruset	Ofruset
40	5,9	2,5
60	11,3	5,4
80	16,3	8,1

Källa: Fitzgibbon, 1981.

P.g.a. en hög termisk konduktivitet under vintern (se tab. 3) kan det tyckas att nedkylningen av marken bör ske ganska fort, men nedkylningen motverkas av bl.a. isolerande snö (låg termisk konduktivitet) (Moore, 1987; Luthin & Guymon, 1974). Den termiska konduktiviteten vid upptining och i fruset tillstånd skiljer sig ganska mycket ifrån varandra (enl. tab. 3), eftersom det är skillnad i faserna och därmed olika vatteninnehåll samt en annan intensitet på nettostrålningen och skillnad i snödjup.

Tabell 3. Termiska egenskaper hos vatten och jord, där k är termisk konduktivitet ($\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$), C är volymetrisk värmekapacitet ($\text{MJm}^{-3} \text{K}^{-1}$), D är termisk diffusivitet ($10^{-6}\text{m}^2\text{s}^{-1}$)

Material	$k_{\text{upptining}}$	$C_{\text{upptining}}$	$D_{\text{upptining}}$	k_{fruset}	C_{fruset}	D_{fruset}
Snö	-	-	-	0,18	0,52	0,35
Vatten-is	0,57	4,18	0,14	2,24	2,04	1,1
Finkornig jord (35 % vatten)	1,13	2,87	0,49	2,21	1,92	1,15
Grovkornig jord (15 % vatten)	2,19	2,4	0,91	3,01	1,86	1,62
Org. jord (500 % vatten)	0,4	3,89	0,1	1,2	2,3	0,52

Källa: Moore, 1987.

SOIL-modellen beräknar den termiska konduktiviteten (k_{ho}) för frusen och ofrusen torv enligt ekvationerna 32 respektive 33. Den frusna konduktiviteten beräknas ur den ofrusna termiska konduktiviteten multiplicerat med en term som tar hänsyn till is (Jansson, 1991a).

$$k_{ho} = h_1 + h_2\theta \quad (32)$$

där h_1 och h_2 är empiriska konstanter.

$$k_{ho}(\text{frozen}) = \left(1 + 2Q \left(\frac{\theta}{100} \right)^2 \right) k_{ho}(\text{unfrozen}) \quad (33)$$

där Q är termisk kvalitet (kvoten mellan fruset vatten och totala vattenmängden).

Tjältillväxt

Palmer (1967) visade att multipla islinser inte kan bildas i en jord vars termiska diffusivitet är mindre än vattnets diffusionskoefficient. Torvjordens termiska diffusivitet är betydligt mindre än vattnets diffusionskoefficient (se tab. 3), medan det i fin- och grovkorniga jordar råder motsatta förhållanden. Grovkorniga jordar tjälar i regel ganska snabbt och bildar en massiv tjälkropp utan islinser, beroende på bl.a. en låg vattenhalt som ger en snabb tjälning (Horuguchi, 1987). Islinser, som är vanligast i finkorniga jordar, växer så småningom till skikt (israndig tjäle). I mättade jordar ger en snabb tjälning isskikt, medan en långsam nedkylning ger en homogen massiv tjälkropp (Horiguchi, 1987). Tjäle bildas i allmänhet inte i jordar där kapillära stighöjden understiger 100 cm (Dryler m.fl., 1988). Skiktning av is som orsakats av tjälen förekommer normalt inte i ren torv (Williams & Smith, 1989). Torven bildar i regel en homogen tjälkropp av ren is, men med skiktningar mellan den undre tjälgränsen och grundvattenytan (Kingsbury & Moore, 1987). Vid en snabb nedkylning kan skiktningarna helt utebli (Fitzgibbon, 1981). Det kan förekomma skiktningar om det finns inslag av t.ex. lera eller mjäla i torvjorden.

Yttjäle kan bildas på hösten i fuktiga lägen, när temperaturen faller under 0°C och markytan fryser till. Det bildas vertikala isnålar (pipkrake) intill markytan, vilka är vinkelräta mot markytan. Själva pipkrakeisen är i det närmaste ren, men ovanpå isknippena vilar alltid ett oftast tunnt och poröst jordlager. Pipkrakeisen lyfter upp allt i sin väg. Jorden under pipkrakeisen är ofrusen, men så småningom tränger tjälen ned under pipkraken och pipkrakebildningen upphör. Skillnaden mellan pipkrake och israndig tjäle är mindre ju finkornigare jordarten är. Isnålarna kan bli 20 cm långa i en sandjord, 2-4 cm i en lerjord och 5-7 cm i en torvjord (Beskow, 1935; Dryler m.fl., 1988).

För beräkning av tjäldjupet används frostindex eller köldmängd som är summan av dygnsmedeltemperaturen för det antal dygn som understiger 0°C. Tjäldjupet ökar med ett ökat frostindex.

Andra faktorerers inverkan på tjäldjupet

Snö

Vintertid är marktemperaturerna högre på en plats med snö än på en plats som har lite snö eller helt saknar snö, förutsatt att båda platserna har samma marktemperatur på hösten. Snö fungerar som en isolator mellan mark och luft och medger en högre marktemperatur i marken. Marktemperaturen under vintern beror också i viss mån på värmebalansen under föregående sommar. Snön styr värmebalansen så tillvida att den bibehåller värmen i marken under vintern. Värmeutbytet med luften sker vid snöytan istället för vid markytan och följden blir jämnare och något högre marktemperaturer under hela året. Med en lång vinter och ett varaktigt snötäcke blir denna effekt större. Snöns isoleringsförmåga beror i hög grad på dess densitet och inte minst på snödjupet. I ett större finskt myrjordsförsök fann Eurola (1975) att snödjupet påverkade tjäldjupet mest och att lufttemperaturen hade en större påverkan än snödensiteten på tjäldjupet. Under kanadensiska förhållanden resulterade en ökning av snötäcket från 0 till 50 cm i en torvjord, i en minskning av tjäldjupet från 199 till 20 cm (Moore, 1987). Dryler m.fl. (1988) fann i sina torvförsök, att tjältillväxten helt upphörde vid ett snödjup av 50 cm, oberoende av lufttemperaturen. Snö med en låg densitet (låg termisk konduktivitet) har en mycket bättre isoleringsförmåga än snö med en hög densitet. En hög densitet på snön, medför att kyla lättare transporteras nedåt till marken. Snö har en betydligt lägre termisk konduktivitet än den underliggande marken (Smith, 1975). Om den underliggande markens termiska konduktivitet är $14,64 \text{ mWcm}^{-1}\text{°C}^{-1}$ och snöns är mellan 0,50 och $3,50 \text{ mWcm}^{-1}\text{°C}^{-1}$ (Smith, 1975), medför detta en mycket begränsad värmeledning mellan snön och markytan. Snöns termiska konduktivitet minskar till hälften eller mindre vid en lufttemperatursänkning från 0°C till -30°C (Melnikov & Pavlov, 1982).

I SOIL-modellen betraktas snö både som vattenmagasin och som ett vattenflöde som kan påverka värmeflödet i marken (Jansson, 1991a). Nederbörden delas in i regn och snö, beroende på vilka temperaturer man ansätter.

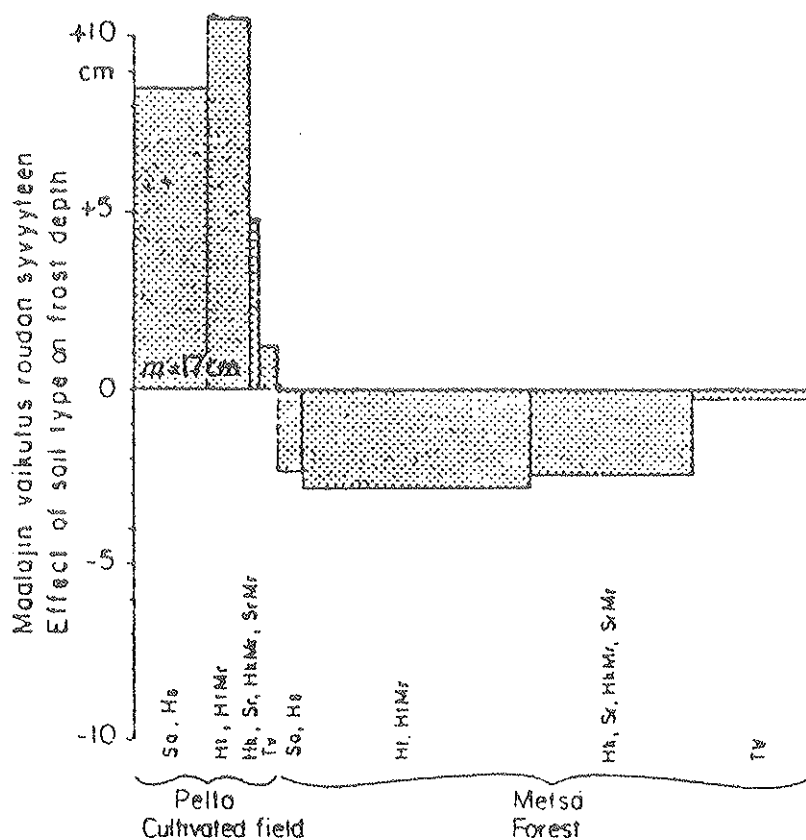
Grundvatten

Grundvattennivån som sjunker allt eftersom tjälbildningen fortgår, har också en viss inverkan på tjäldjupet. Förändringar i grundvattennivån beror mer på förändringar av marktemperaturen än på vattenomfördelningen (Sheppard m.fl., 1981). Finska

grundvattenstudier visar att tjäldjupet ökar med ett ökat djup på grundvattennivån. Ju närmare markytan grundvattenytan befinner sig vid tjälbildningens början, desto mindre blir tjäldjupet i torvjorden (Dryler m.fl., 1988).

Jordart och gröda

Tjäldjupet är beroende av såväl jordarten som grödan. Odlingsjordar har i regel ett större tjäldjup än skogsjordar, beroende på en mängd samverkande faktorer. Såväl på odlingsjordar som på skogsjordar har torv en tunnare tjäle än de övriga jordarterna. Figur 6 visar tjäldjupet för olika jordarter på odlings- respektive skogsjordar (Mustonen, 1966).



Figur 6. Jordartens inverkan på tjäldjupet vid samma köldmängd och vid ett medeldjup av 17 cm (Mustonen, 1966). (Sa=Lera, Hs=Mjåla, Ht=Finsand, Hk=Grov sand, Sr=Grus, Mr=Morän, Tv=Torv, Metsä=skog, Pelto=åker).

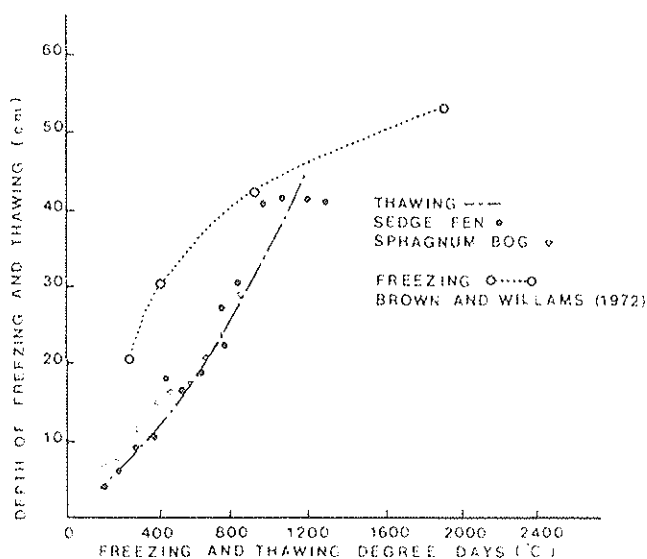
Tjälning och upptining

Vatteninnehållet i marken påverkar tjäldjupet samt tjälning- och upptiningshastigheten. En torr mineraljord fryser fortare och till ett större djup än en våt mineraljord beroende på skillnad i värmekapacitet (Willis m.fl., 1960). En våt torvjord fryser fortare och till ett större djup än en torr torvjord, beroende på att den våta torven har en betydligt högre termisk konduktivitet (se tab. 2) än den torra torven (Fitzgibbon, 1981; Swanson &

Rothwell, 1989). När det översta skiktet torkat upp på våren, kan det förhindra vidare värmetransport nedåt i profilen, vilket medför att tjälen längre ned tinar upp senare. I en torr mineraljord sker upptiningen underifrån och såväl ovan som underifrån i en våt mineraljord (Willis m.fl., 1961). I en del torvtyper (bl.a. starrtorv) är upptiningen underifrån försumbar, beroende på en mycket liten vertikal värmetransport och små grundvattenrörelser (Fitzgibbon, 1981). Fitzgibbon (1981) och Swanson & Rothwell (1989) rapporterade om en upptining underifrån på 38 % respektive 40 % i odränerade torvjordar. I en dränerad torvjord är upptiningen underifrån något mindre än i en odränerad torvjord, beroende på att den lägre grundvattennivån medför ett mindre energiutbyte med grundvattenytan i den dränerade torvjorden (Swanson & Rothwell, 1989).

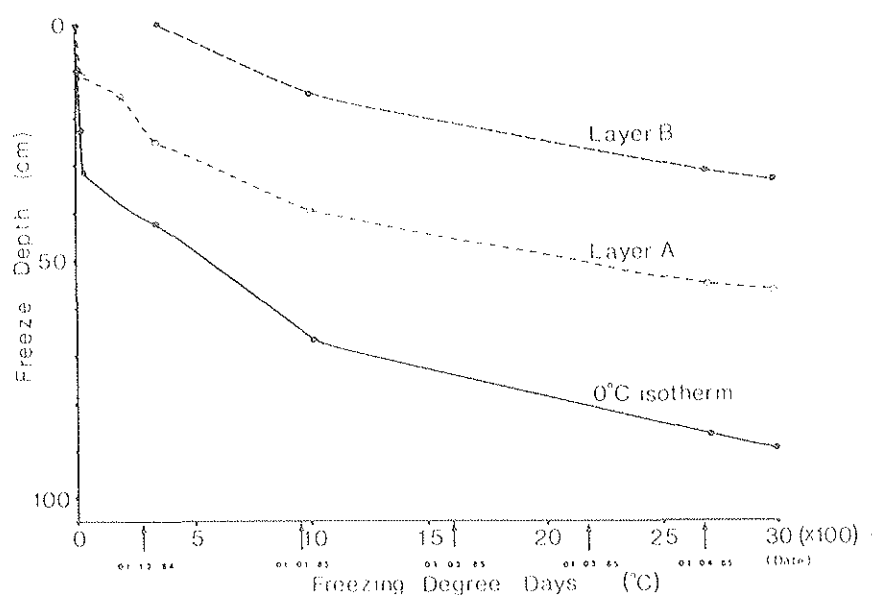
En odränerad torvjord har en jämn dygnsmedeltemperatur i marken på sommaren och oftast en låg konduktivitet. En långsam nedkylning av den odränerade torvjorden medför ett större vatteninnehåll (större andel ofruset vatten) än vid en snabb nedkylning. Den dränerade torvjorden är i regel betydligt kallare djupare ned i profilen än den odränerade torvjorden, beroende på att det torrare skiktet högre upp förhindrar värme från att komma nedåt. Den dränerade torvjorden tinar inte upp lika fort som den odränerade torvjorden, men får å andra sidan ett tunnare tjälskikt. (Swanson & Rothwell, 1989; Juusela, 1967).

Tjäldjupet påverkar tjälnings- och upptiningshastigheterna enligt figur 7. Figuren visar sambandet mellan upptiningen ovanifrån och köldmängden. Ett minskat tjäldjup medför en ökning av upptiningshastigheten. Ett större tjäldjup innebär att hastigheten på tjälningsprocessen reduceras. Dessa båda kurvor bildar hysteresis. Frysningsskurvan är medelvärden för flera torvjordar (Brown & Williams, 1972a).



Figur 7. Tjältnings- och upptiningskurvor som funktion av köldmängden för torvjordar (Fitzgibbon, 1981).

Figur 9 visar en principbild för två skikt i en torvjord, där A är översta skiktet, som består av sammanhängande ren is. B-skiktet mellan A och grundvattenytan, består av skiktis med synliga linser och en del vatten. B-skiktet kan uppstå p.g.a. en sjunkande grundvattenyta, vattentransport uppåt i profilen eller genom tjällyftning av A-skiktet. Medeltjälningshastigheten för A och B var 3 respektive 1,8 mmd^{-1} (Kingsbury & Moore, 1987). B-skiktets tjältillväxt styrdes helt av 0°C isotermens och grundvattenytans läge, vilket förklarar den lägre hastigheten hos B. Medelupptiningshastigheten i ytskiktet var 3,1 mmd^{-1} , i A-skiktet 4,5 mmd^{-1} och i B-skiktet 4,4 mmd^{-1} (Kingsbury & Moore, 1987). Den lägre upptiningshastigheten hos B-skiktet kan förklaras av att det något torrare A-skiktet förhindrar värme att nå längre nedåt i profilen. Tabell 4 visar olika tjälning- och upptiningshastigheter för mätningar som gjorts i Kanada och Finland.



Figur 8. Tjälldjupet för frusen torv som funktion av köldmängden (frysningsindex) (Kingsbury & Moore, 1987).

Tabell 4. Tjälning- och upptiningshastigheter för torvjord

Plats	Tjälningshastighet (mmd^{-1})	Upptiningshastighet (mmd^{-1})
Finland	4,3	3,1
Saskatchewan	2,5-4,6	data saknas
Quebec	1,3-4,7	5,4-12,6
Quebec	4,8	12,1
Manitoba	4,2-5,0	8,7-13,5
Saskatchewan	data saknas	4,1-4,6

Källa: Kingsbury & Moore, 1987.

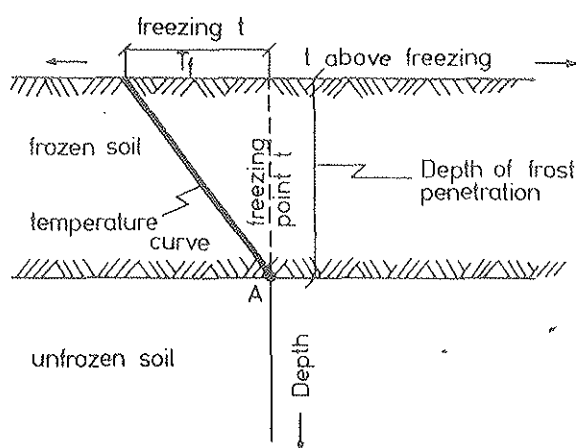
Beräkning av tjäldjupet

Ekvation 34 anger ett enkelt sätt att beräkna tjäldjupet. Förändringen av marktemperaturen antas vara linjär (se ekv. 24) och temperaturen är 0°C vid tjalgränsen. Detta ger oss Stefans modell enligt figur 9, som antas gälla för en ideal jord. Vid undre tjalgränsen i punkt A i figuren, kan ekvation 34 användas för tjäldjupsberäkning, där värmetransporten motsvaras av en lika stor förändring i det latent värmets. I ekvationen ingår inte volymetriska värmekapacitetsfaktorer varken för frusen eller ofrusen mark.

$$k_f T_f / x = L dx / dt \quad (34)$$

där T_f är frysningstemperatur, L är latent värme som frigörs från porvattnet vid frysning, K_f är termisk konduktivitet, $L(dx/dt) = q$, som är värmeflödet, T_f/x är en termisk gradient. Ekvation 34 kan också skrivas om till ekvation 35, där $T_f dt$ är gradtimmar (köldmängd).

$$(k_f/L) \int T_f dt = x^2/2 \quad \text{eller} \quad x = (2k_f T_f dt/L)^{1/2} \quad (35)$$



Figur 9. Stefans modell för tjäldjupsberäkning (Czurda, 1983).

Tjäldjupet kan även bestämmas i fält med en Gandahlmätare (Andersson, 1964). Denna mätare består av ett övre och ett nedre skyddsrör, där det nedre skyddsröret är nedgrävt i marken. Inuti skyddsrören finns ett uppdragbart och graderat plexiglasrör som är vattenfyllt med destillerat vatten, vilket färgats genom tillsats av en liten mängd metylenblått. Inuti plexiglasröret sitter en latexslang spänd, för att undvika att röret sprängs när vattnet fryser. Det bildas en skarp gräns mellan vatten och is eftersom isdelen avfärgas.

Andersson (1964) beräknade tjälningshastigheten enligt ekvation 36 för olika jordar.

$$v = dz/dt = (1,25 \lambda_{ij}/w)((\vartheta/(z-ns))-a) \quad (36)$$

v är tjälens nedträngningshastighet (cm/dygn), λ_{ij} = den tjälade jordens värmeledningstal (cal/cm,°C,dygn), w är volymprocent vatten, som fryser till is, ϑ är markytans eller snöytans temperatur i negativa °C, z är tjälens aktuella djup i cm, n är λ_{ij}/λ_s , λ_s = snöns värmeledningstal (cal/cm,°C,dygn), a är temperaturgradienten under tjälfronten (°C/cm).

En mera förenklad beräkning (ekv. 37) (Andersson, 1964) kan användas för att bestämma tjäldjupet, om man antar att snödjupet och ursprungligt tjäldjup är 0 samt att temperaturgradienten (a) underifrån försummas.

$$z = (2c\vartheta t)^{1/2} \quad (37)$$

ϑt är köldmängden och c är en tjälhastighetskoefficient.

Det inverterade värdet ($1/c$) till c ger tjälmotståndskoefficienten, som också kan sättas lika med $2/C^2$. C är en (dimensionslös) tjäldjupskoefficient och antar normalt värden mellan 2,7 (kapillär jord) och 5,2 (moränjord). Data för torvjordar saknas.

All tjälbildning upphör då temperaturen i negativa $^{\circ}\text{C}$ över snön (markytan) ϑ är lika med $a(z + ns)$ och om ϑ i negativa $^{\circ}\text{C}$ är mindre än $a(z + ns)$ börjar tjälen smälta av underifrån (Andersson, 1964).

För bestämning av tjälgränserna (övre och undre) i SOIL-modellen används en separat beräkning, som bygger på 0°C isotermin (Jansson, 1991a).

MODELLPARAMETRAR

Som drivdata har klimatdata (temperatur, vind, nederbörd, molnighet, fuktighet) från väderstationen i Haparanda använts. Vidare har följande markfysikaliska data för markprofilen Karungi använts: porvolym och vattenhalt vid tensionerna 0,05, 0,50, 1,0, 6,0 m vp samt vid vissningsgränsen 150 m vp. Bestämningarna är gjorda på varje tiocentimetersskikt ned till 1 m djup. Den mättade konduktiviteten mättes i fält på 4 nivåer (Berglund, 1993). Uppmätta markdata för det lägsta skiktet (90-100 cm) har i PLOTPE-programmet antagits gälla för skiktet 90-300 cm. Simuleringarna med SOIL-modellen har skett till 3 m djup. Vid simuleringen delades profilen in i 8 olika skikt enligt följande: 0-20, 20-40, 40-70, 70-100, 100-140, 140-190, 190-240 och 240-300 cm.

Frysponentsnedsättningskonstanterna d_1 och d_2 (se ekv. 4 och 16) har satts till 0,5 och 60. Dessa konstanter är dimensionslösa och specifika för varje jordart.

Vid simuleringarna för torvjorden ingår konvektionen i värmeflödesberäkningarna. Ingen reduktion av infiltrationskapaciteten görs p.g.a. is i översta skiktet (se ekv. 17). Vidare antas temperatur och vattenhalt samverka vid temperaturer $< 0^{\circ}\text{C}$. Värme- och vattenflöden beräknas nivåvis. Om det inte finns snö som påverkar, sätts marktemperaturen lika med lufttemperaturen i modellen.

Det har antagits råda samma förutsättningar vid start (1989-06-01) för de båda leden. Som startvärde har grundvattennivån satts till -0,55 m på såväl led A0 som B0. Vidare har startvattenpotentialen antagits vara 10 cm vp och marktemperaturen har antagits vara 6°C i hela profilen. Grundvattennivån -0,55 m är en grov skattning, som gjorts med hjälp av insamlade data (Berglund, 1993) över grundvattennivåerna från 1989-1993 och med hänsyn taget till nederbörds mängderna under perioden. All nederbörd varmare än 2°C räknas som regn i beräkningarna och värdet -2°C anger att all nederbörd kallare -2°C räknas som snö i beräkningarna. Mellan -2°C och 2°C har mängden snö och regn ett linjärt förhållande i modellen.

Den nedre gränsen för beräkning av värmeflöden via konvektion har satts till 5 mm/d. Nederbörden har korrigerats för vind med faktorerna 1,07 för regn och 0,12 för snö. Ingen skillnad görs mellan avdunstning och transpiration från marken. Det maximala rotdjupet för grödan (vall) på försöksfältet i Karungi har satts till 0,3 m i båda leden.

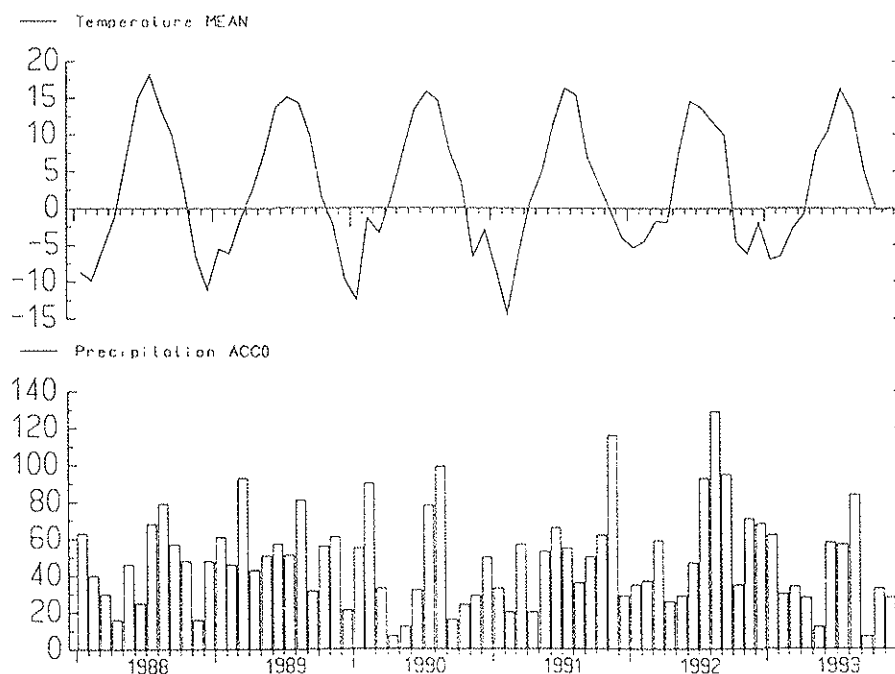
Den kritiska tensionen för upptransport av markvatten har antagits vara 400 cm vp. För beräkning av horisontella vattenflöden har gradienten satts till $-1/38$. Det är endast i de 3 översta skikten (0-20, 20-40 och 40-70 cm), som grundvattenflöden beräknas. Eftersom markytan i led A0 är plan och led B0 har en lutning av 3-4 % har andelen vatten som avrinner på ytan antagits vara olika (se ekv. 19). Empiriska konstanten a_{surf} är den faktor som påverkar ytavrinningen och har för led A0 och led B0 satts till 0,10 respektive 0,80. Led A0 och B0 har i övrigt samma antagna värden på övriga parametrar.

Ett torvlager fungerar som en barriär för värme- och vattentransporten och påverkar därför värme- och vattenflödesberäkningarna. Försöksfältets genomsnittliga torvtjocklek har satts till 65 cm. Torven underlagras av en lerjord med gyttjeinslag.

Den simulerade perioden är 1989-06-01 till 1993-09-28. Simuleringsresultaten jämförs med uppmätta värden på snödjup, tjäldjup och grundvattenstånd.

RESULTAT OCH DISKUSSION

Klimatdata



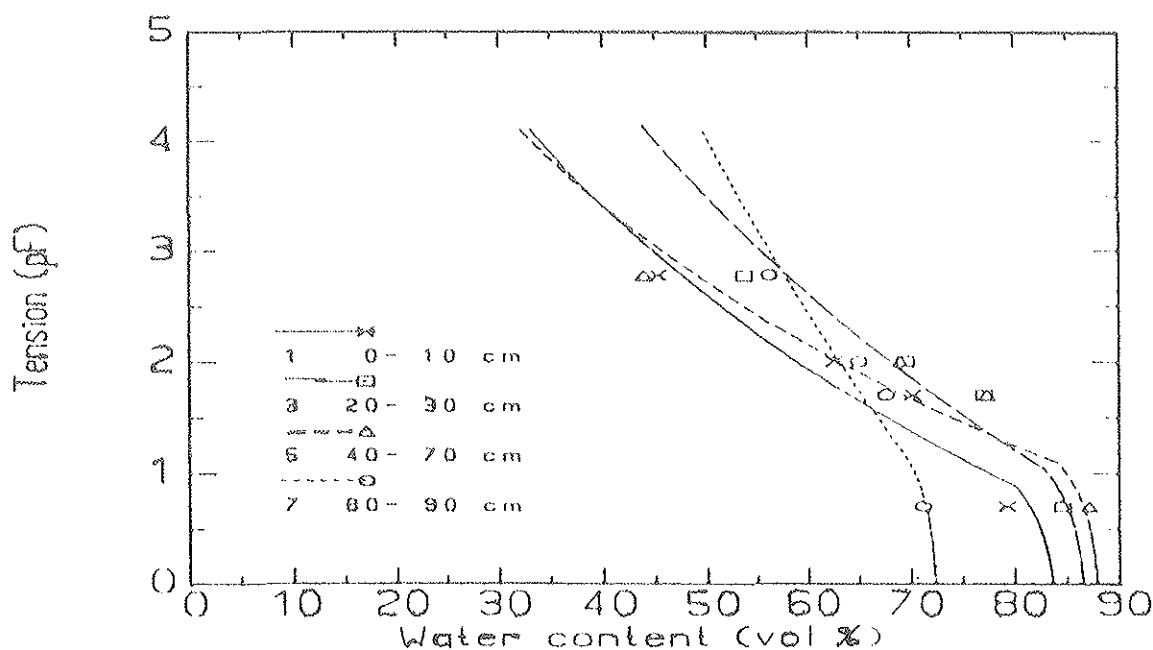
Figur 10. Medeltemperatur (°C) och månadsnederbörd (mm) för perioden 1989-1993 uppmätta på SMHI:s väderstation i Haparanda (SMHI, 1993).

Figur 10 visar nederbörds mängder och medellufttemperaturer uppmätta vid SMHI:s väderstation i Haparanda ca 30 km från försöksplatsen. Vintrarna 1991-1992 och 1992-1993 var relativt milda i förhållande till tidigare vintrar. Under vintern (dec.-jan.) 1992-1993 kom det stora regnmängder, vilket går att utläsa ur temperaturkurvan (se fig. 10), då temperaturen var förhållandevis hög jämfört med vad som är normalt för årstiden.

Markprofil

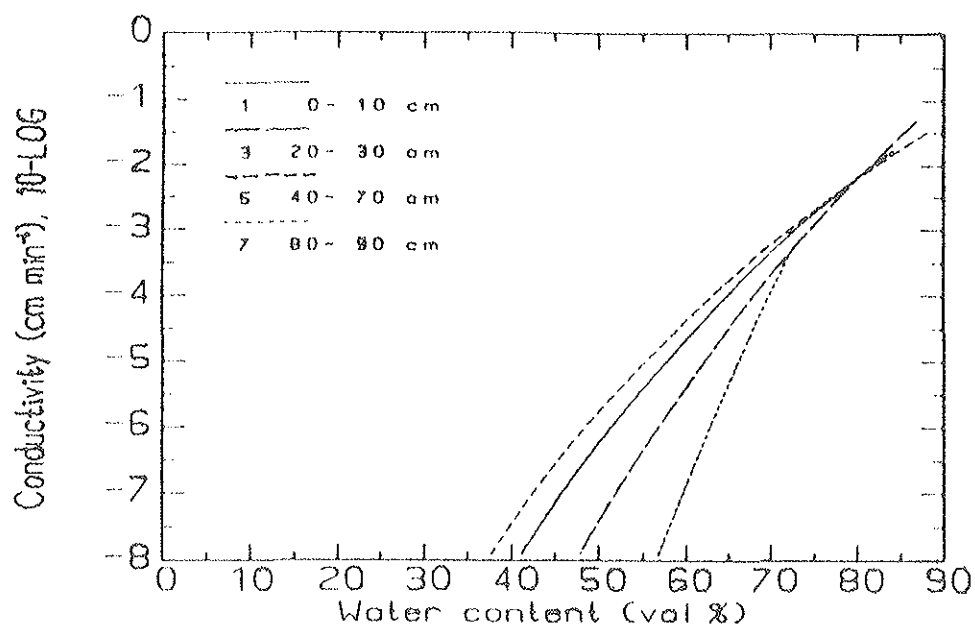
Figureerna 11-14 visar markfysikaliska egenskaper hos Karungiprofilen, som består av ett torvskikt (65 cm) med ett underliggande mineraljordslager (lera med gyttjeinslag).

Enligt uppmätta punkter i pF-kurvan (fig. 11), så ökar vattenhalten med en minskad tension, oberoende av nivå i profilen. Ökningen av vattenhalten är mindre markant i de djupare skikten.



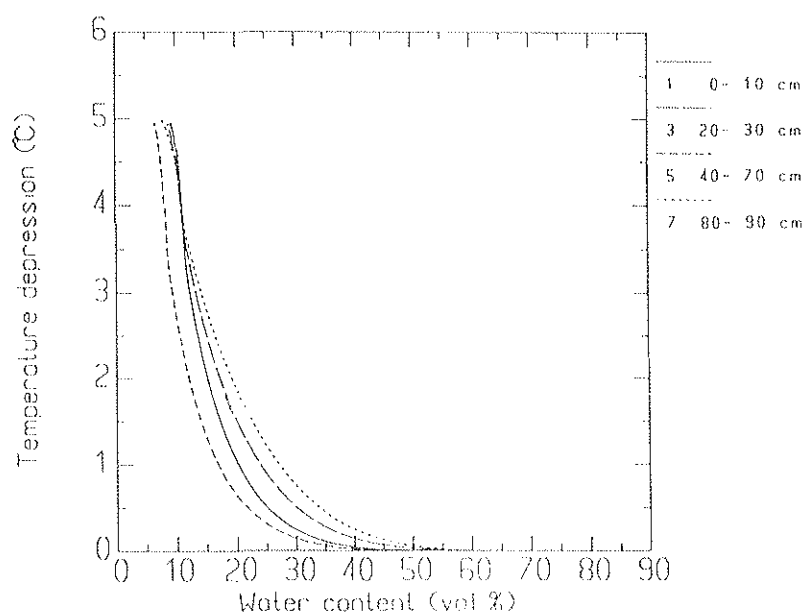
Figur 11. Uppmätta vattenhalter vid tensionerna pF 0,7, 1,7, 2,0 och 2,8 för Karungiprofilen.

Den omättade hydrauliska konduktiviteten (fig. 12) avtar med en avtagande vattenhalt. Minskningen sker linjärt i skikt 7, som är ett mineraljordsskikt med gyttjeinslag. Skikt 1 och 3 är torvskikt med en icke-linjär avtagande omättad hydraulisk konduktivitet. Övergångsskiktet (40-70 cm) visar en liten tendens till ett linjärt avtagande i den omättade hydrauliska konduktiviteten.



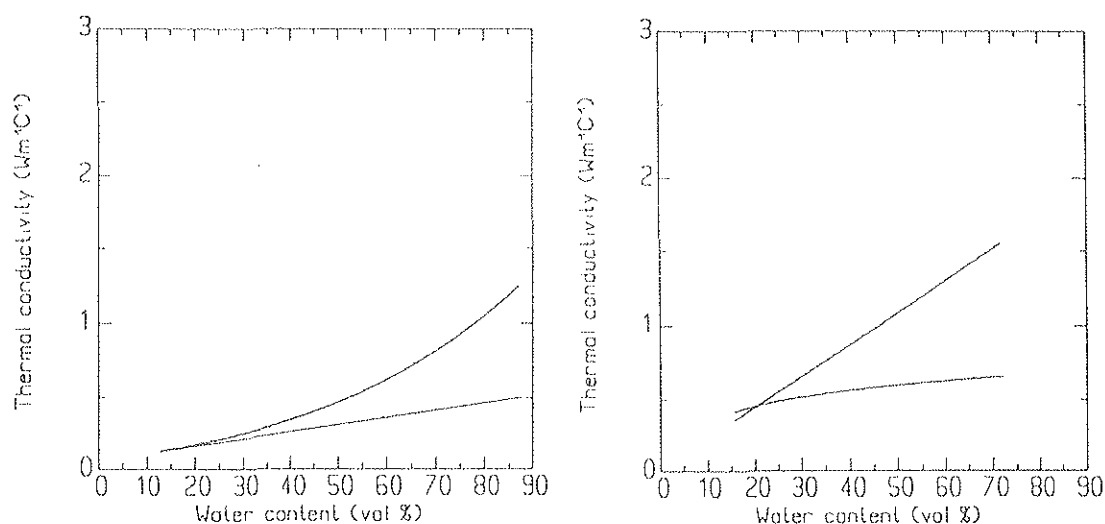
Figur 12. Beräknad omäktad hydraulisk konduktivitet som funktion av vattenhalten för Karungiprofilen.

Figur 13 visar fryspunktsnedsättningen som funktion av vattenhalten. Vid en låg vattenhalt krävs en lägre temperatur för att marken skall frysa än vid en hög vattenhalt. Resultaten stämmer väl överens med Pavlovas (1970) försök, där fasomvandlingen började vid -9°C för en torv med vattenhalten 15 volym %. Övergångsskiktet (40-70 cm) har den lägsta fryspunktsnedsättningen av alla skikt.



Figur 13. Beräknade fryspunktsnedsättningskurvor för fyra skikt i Karungiprofilen.

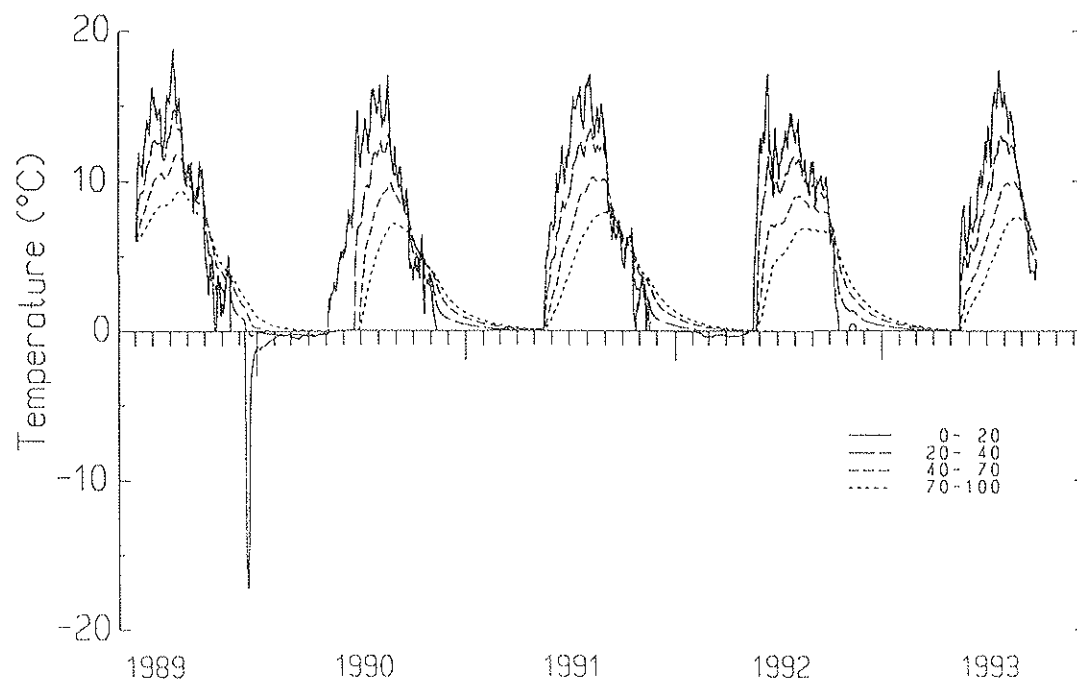
I figur 14 visas den termiska konduktiviteten för såväl torvlagret (vänstra figuren) som mineraljordslagret (högra figuren). Programmet PLOTPF tar inte hänsyn till porositeten i de olika skikten vid beräkning av termisk konduktivitet. Alla torvskikt kommer därför att få samma termisk konduktivitet. Den termiska konduktiviteten i den ofrusna torven stiger mycket lite med en ökad vattenhalt. I frusen torv ökar den termiska konduktiviteten med en ökad vattenhalt p.g.a. ett ökat isinnehåll. Frusen torv har en lägre termisk konduktivitet än is (enl. tab. 3). Den frusna torven (fig. 14) ger vid vattenhalterna 40, 60 och 80 volym % följande termiska konduktiviteter: 0,3, 0,6 och 1,1 $\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$. Dessa värden ligger något lägre än värdena för vitmosstorv i tabell 2 (0,59, 1,13 och 1,63 $\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$). Detsamma gäller för den ofrusna torven, där figur 14 ger värdena 0,25, 0,3 och 0,4 $\text{W m}^{-1}\text{°C}^{-1}$ för den termiska konduktiviteten. Värdena för ofrusna vitmosstorv (enl. tab. 2) är 0,25, 0,54 och 0,81 $\text{Wm}^{-1}\text{°C}^{-1}$. Humifieringsgraden för vitmosstorven är inte känd, varför det kan vara svårt att göra jämförelser mellan Karungiprofilens termiska konduktiviteter och tabell 2.



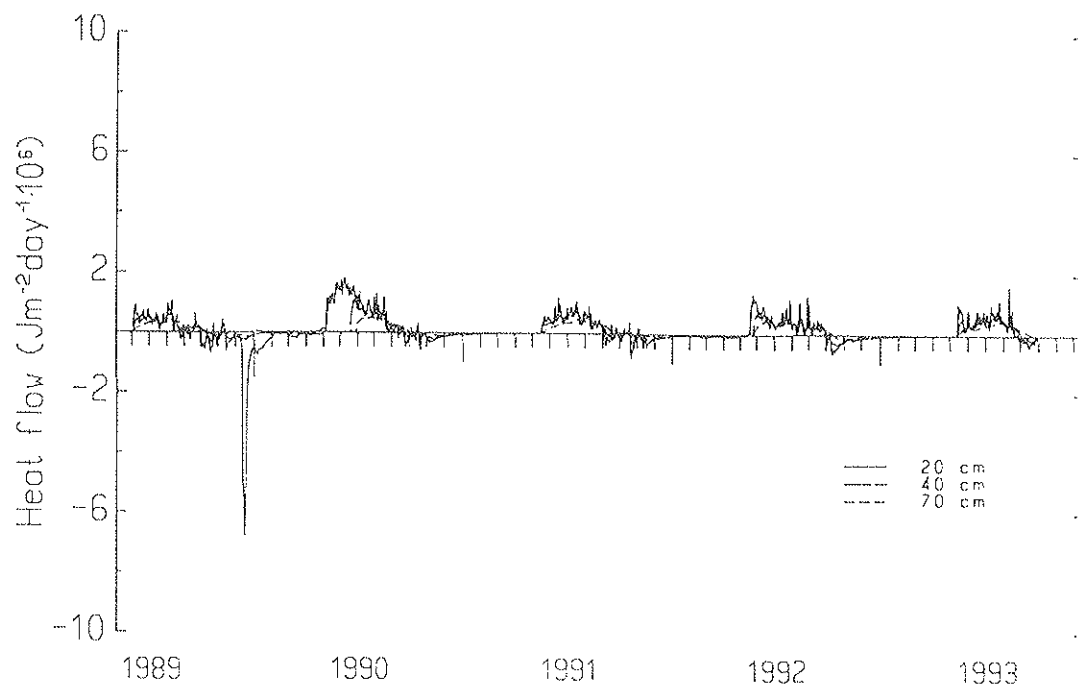
Figur 14. Beräknad termisk konduktivitet vid olika vattenhalter för Karungiprofilens torvjord (skikt 1-5) och mineraljord (skikt 7). Torvjorden representeras av vänster figur och mineraljorden av höger figur. Den övre kurvan anger jord i fruset tillstånd.

Simuleringsresultat

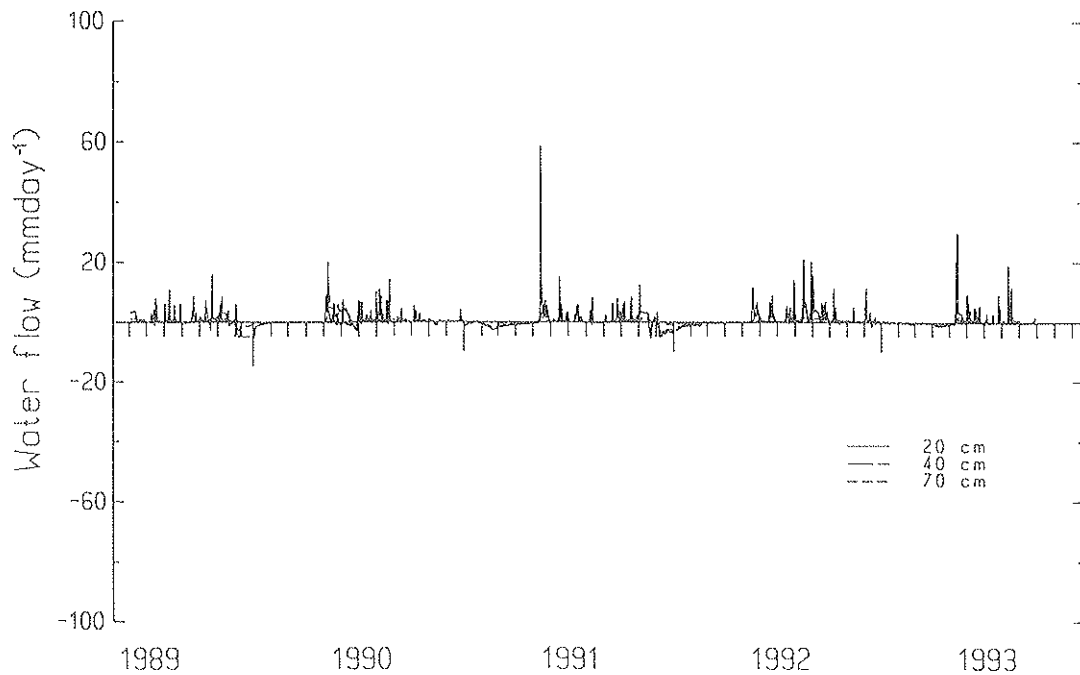
Figurerna 15-21 visar simuleringsresultat för perioden 1989-06-01 till 1993-09-28. Vid jämförelse mellan simulerade värden för plan mark (led A0) och bomberad mark (led B0), har inga större skillnader kunnat påvisas. Alla simulerade resultat (fig. 15-19) avser simulerade värden för plan mark. Endast en liten skillnad mellan grundvattennivåerna för de båda leden har noterats (se fig. 21) samt en obetydligt större ytavrinning för bomberad mark. Likheter mellan de båda leden beror med stor sannolikhet bero på antagandena om lika förutsättningar vid start, förutom en något större ytavrinning för det bomberade ledet.



Figur 15. Simulerade marktemperaturer för nivåerna 0-20, 20-40, 40-70 och 70-100 cm i Karungiprofilen.



Figur 16. Simulerade värmeflöden för nivåerna 0-20, 20-40 och 40-70 cm i Karungiprofilen.

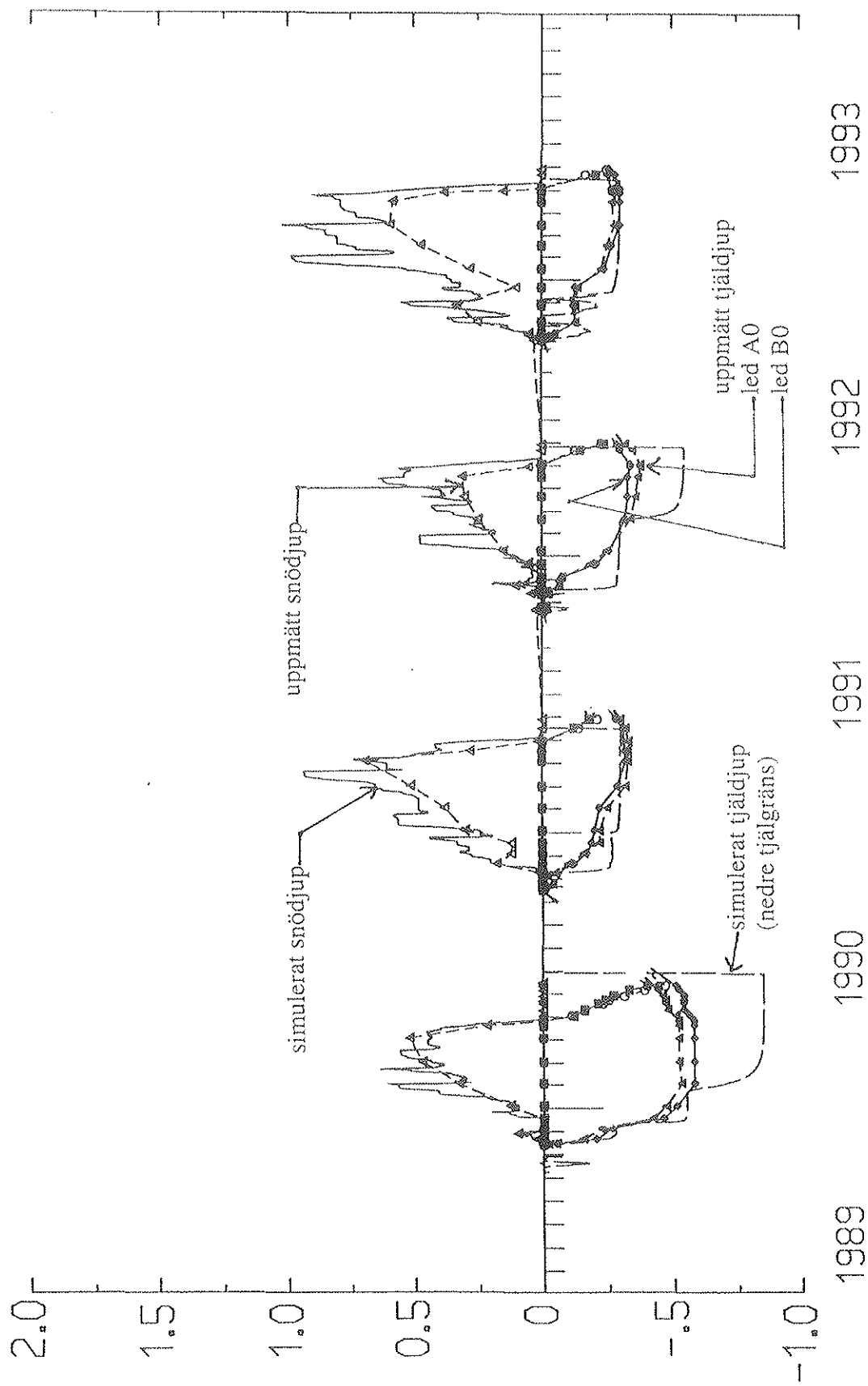


Figur 17. Simulerade vattenflöden för nivåerna 0-20, 20-40 och 40-70 cm i Karungiprofilen.

Marktemperaturen avtar med ett ökat djup under sommarperioden. Vintertid ligger temperaturen ganska nära 0°C på alla nivåer. Det stora värmeflödet från marken omkring den 15-25/12-1989 (se fig. 15) orsakade att temperaturen blev mycket låg i ytskiktet (-15°C till -20°C). Tillsammans med en redan hög vattenhalt (70-80 % enl. fig. 19) blev det en ganska snabb nedkylning av torvjorden. Ju högre vattenhalten är före tjälbildningen desto snabbare nedkylning av torvjorden medges. Nedkylningen av marken påskyndades av en sträng kyla samt ett tunnt snötäcke (ca 1 dm).

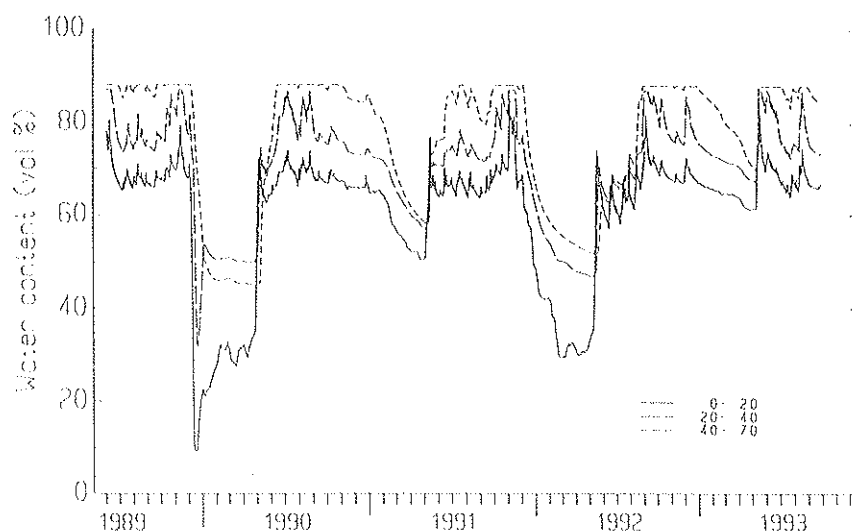
Värme- och vattentransporterna var mycket små under tjälperioden för samtliga vintrar, vilket innebär stabila temperaturförhållanden med små grundvattenrörelser. En liten upptining underifrån i en torvjord tyder på stabila förhållanden (Fitzgibbon, 1981). Tidsförskjutningen som förekommer av marktemperaturen våren 1990 respektive 1992 medför att även värmeflödena och vattenflödena får en tidsförskjutning. Detta beror på att tjäldjupet under dessa vintrar var större än under de övriga vintrarna. Våren 1990 respektive 1992 förekom även en liten, om än obetydlig upptining underifrån för de uppmätta tjäldjupen (se tab. 5).

Tjäldjupen för de fyra vintrarna kan ses i figur 18, där vintern 1989-1990 hade det största tjäldjupet såväl i det simulerade som i det uppmätta försöket. Det minsta tjäldjupet uppmättes vintern 1992-1993 för såväl det simulerade som det uppmätta försöket. Den milda vintern 1992-1993 har bidragit till det ringa tjäldjupet jämfört med tidigare vintrar.



Figur 18. Simulerade tjäl- och snödjup för Karungiprofilen samt uppmätta tjäl- och snödjup från Karungi. Tjäl- och snödjup anges i m.

Vattenhalten innan tjälbildningens början är en avgörande faktor, för hur snabbt marken nedkyls (Granger m.fl., 1984). Ju högre vattenhalt i ytskiktet desto högre tjälningshastighet (Fitzgibbon, 1981). Detta återspeglas i tabell 5. Ett eventuellt snötäcke kan bromsa tjälningshastigheten. Dessutom spelar lufttemperaturen en viktig roll (Eurola, 1975). Om man antar likartade förhållanden, så kan man med god approximation anta att vattenhalten är en avgörande faktor för tjälningshastigheten. Av figur 19 framgår att de simulerade vattenhalterna vid tjälbildningens början för de fyra vintrarna var 80, 65, 78 och 62 volym %.



Figur 19. Simulerade vattenhalter på nivåerna 0-20, 20-40 och 40-70 cm i Karungiprofilen.

Tabell 5. Tjälnings- och upptiningshastigheter beräknade med hjälp av för Karungiprofilen uppmätta tjäldjup. Värden inom parentes anger tjäldjup.

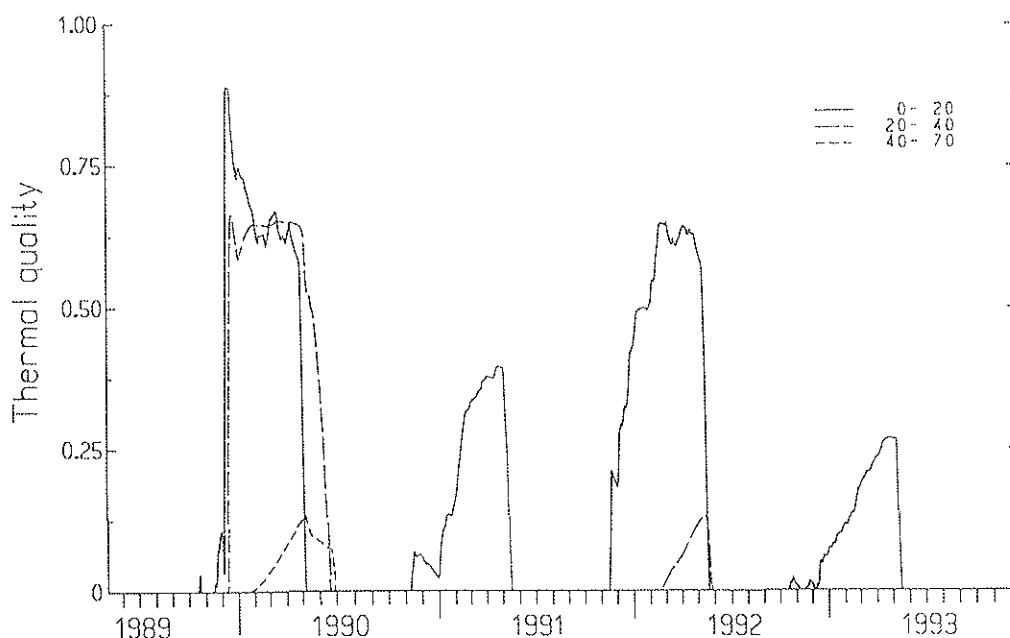
Tjälperiod	Tjälningshastighet (mm d ⁻¹)		Upptiningshastighet (mm d ⁻¹)	
	Led A0	Led B0	Led A0	Led B0
1989-1990	7,0 (53 cm)	7,5 (58 cm)	1,6 underifrån 10,0 ovanifrån	0,8 underifrån 11,7 ovanifrån
1990-1991	2,7 (33 cm)	2,4 (32 cm)	9,7 ovanifrån	8,6 ovanifrån
1991-1992	1,9 (38 cm)	1,7 (34 cm)	0,2 underifrån 10,8 ovanifrån	0,4 underifrån 10,0 ovanifrån
1992-1993	2,2 (27 cm)	2,2 (30 cm)	13,2 ovanifrån	13,4 ovanifrån

För uppmätta tjäldjup i led A0 och B0 gäller att led A0 borde tjäla till ett större djup p.g.a. en lägre simulerad ytavrinning. Vattenhalten antas därmed vara högre och ge en högre termisk konduktivitet i led A0 än i led B0. En högre termisk konduktivitet innebär att också tjälningshastigheten blir högre. Detta stämmer bra för vintrarna 1990-1991 och

1991-1992. För de två andra vintrarna (1989-1990 och 1992-1993) råder motsatsen. En högre tjälningshastighet medför normalt ett större tjäldjup, vilket stämmer bra för vintern 1989-1990. Vintern 1991-1992 har ett större tjäldjup än såväl vintern 1990-1991 som vintern 1992-1993 trots en lägre tjälningshastighet. Avvikelsen beror med största sannolikhet på ett mindre snödjup. Tjäldjupet är mer beroende av vattenhalten och snödjupet än av tjälningshastigheten. Tjälningshastigheten är i sin tur starkt beroende av vattenhalten som tidigare nämnts. En högre tjälningshastighet medför att andelen ofruset vatten blir lägre.

Tjälning- och upptiningshastigheterna i tabell 5 kan jämföras med finska försök (160 km sydost om Karungi), där medeltjälning- och medelupptiningshastigheten blev 4,3 respektive 3,1 mm d⁻¹ för 16 olika slags torvjordar (Eurola, 1975).

Dryler m.fl. (1988) fann i sina torvstudier att all tjältillväxt upphörde vid ett snödjup av 0,5 m. I detta fall kan man inte vara lika generell. Förutom snödjupet, så har tjäldjupet också en viss inverkan på när tjältillväxten skall upphöra. Tjälningshastigheten minskar då tjäldjupet ökar (se fig. 7). Vintern 1989-1990 var snödjupet ungefär 0,5 m, men tjältillväxten upphörde då snödjupet var ungefär 0,3 m och vid tjäldjupet 0,5 m. Vintern 1992-1993 fortsatte tjältillväxten trots att snödjupet var större än 0,5 m. Tjäldjupet var för samma period betydligt mindre än 0,5 m. Allmänt gäller att tjäldjupet minskar med ett ökat snödjup.

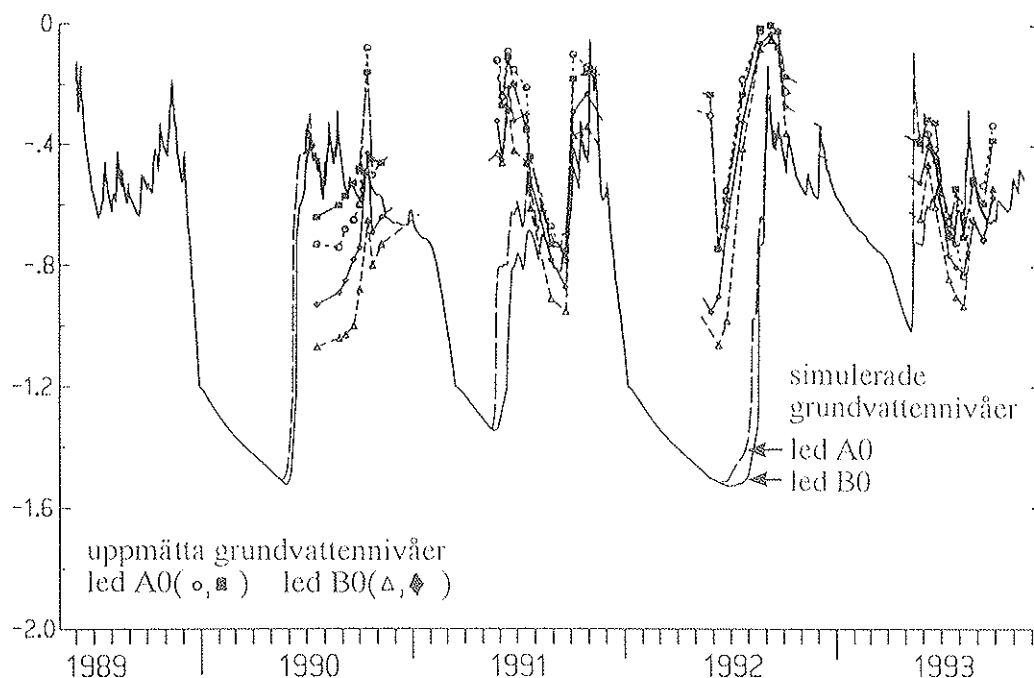


Figur 20. Simulerad termisk kvalitet (Q) för nivåerna 0-20, 20-40 och 40-70 cm i Karungiprofilen.

Den termiska kvaliteten (kvoten mellan fruset vatten och totala vattenmängden) var enligt simuleringen störst under vintern 1989-1990. Figur 20 visar att det vintern 1989-1990 var en tidsförskjutning mellan skikten vid upptiningen. Ytskiktet (0-20 cm) tinade upp ca 1,5 mån före skiktet 20-40 cm. Vidare så började det frysa till i skiktet 20-40 cm 10 dagar efter ytskiktet frusit. Detta visar att på hösten då torven är våt, leder

den kylan vidare ganska effektivt till det undre skiktet och på våren, då ytskiktet börjar torka upp förhindras värmetransporten nedåt. Detta förklarar den stora skillnaden i antal dagar mellan tjälning och upptining mellan de två översta skikten.

I figur 20 kan man avläsa för vintern 1989-1990, att ytskiktet tinade upp ca 46 dagar före de underliggande skikten och den totala upptiningen tog 54 dagar. Detta stämmer bra överens med det uppmätta värdet, som var 52 dagar.

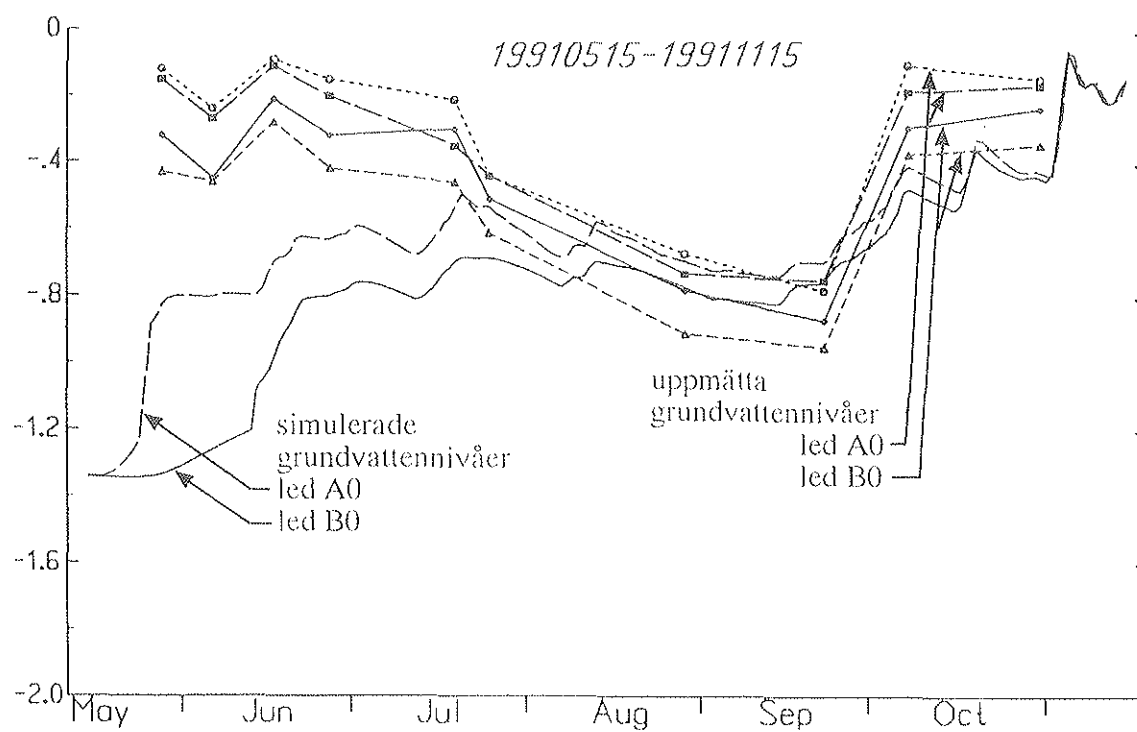
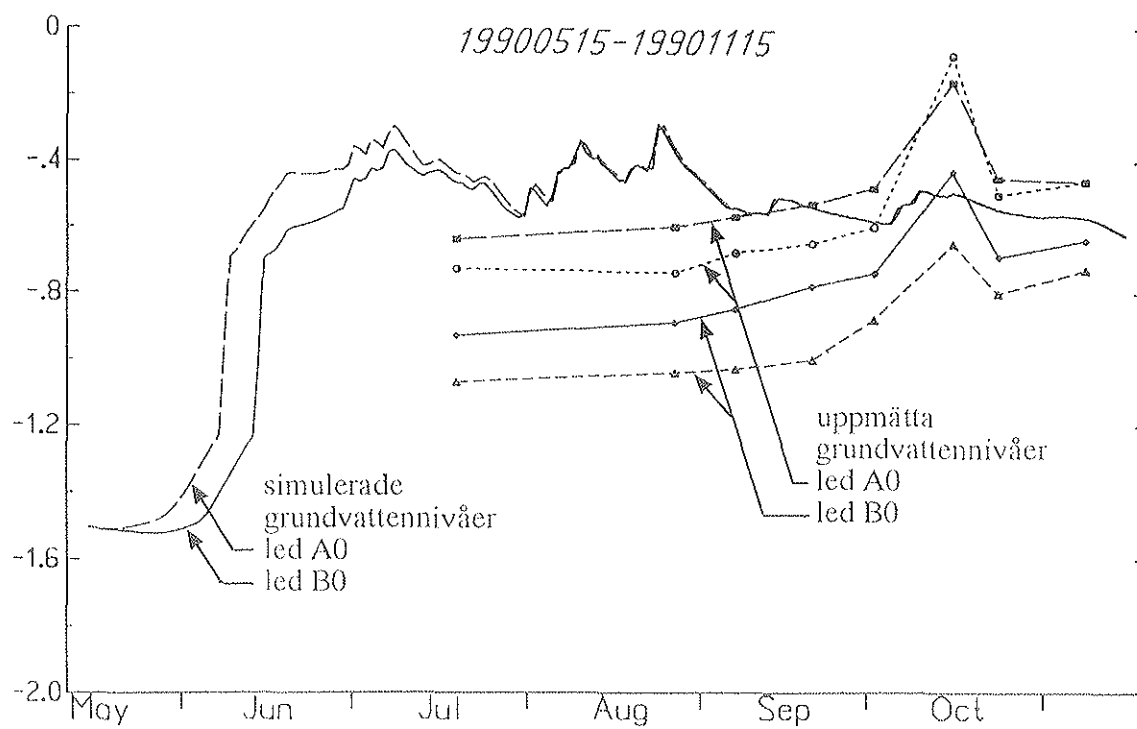


Figur 21. Simulerade och uppmätta grundvattennivåer för led A0 och led B0 i Karungiprofilen.

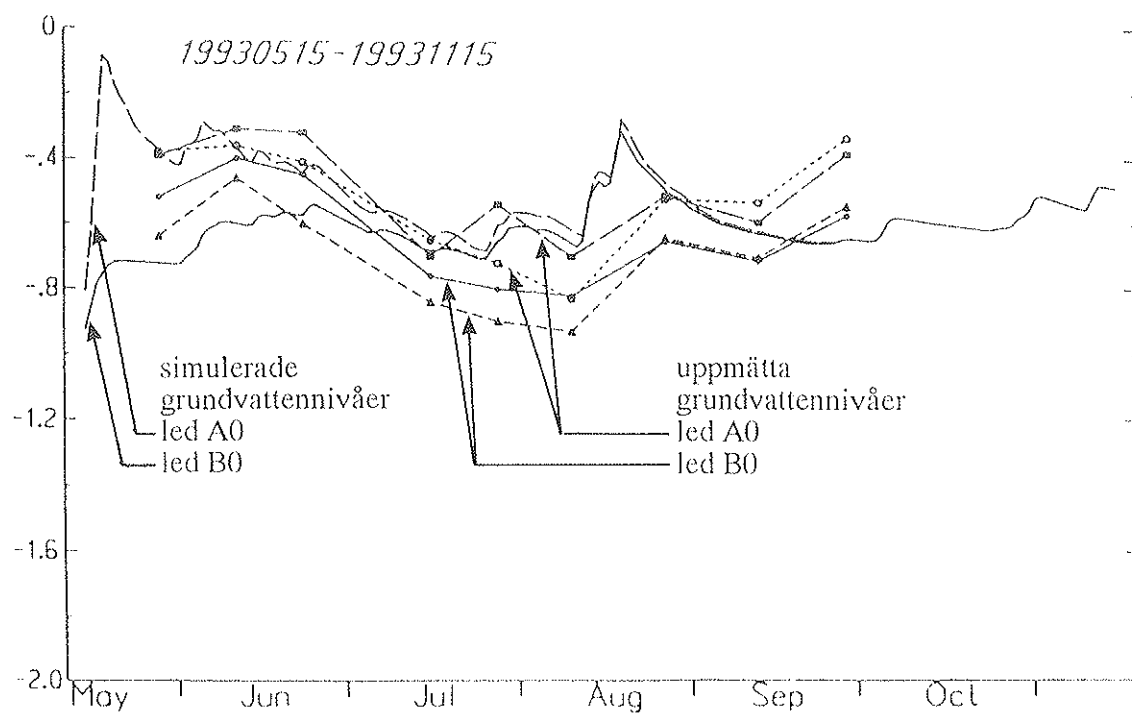
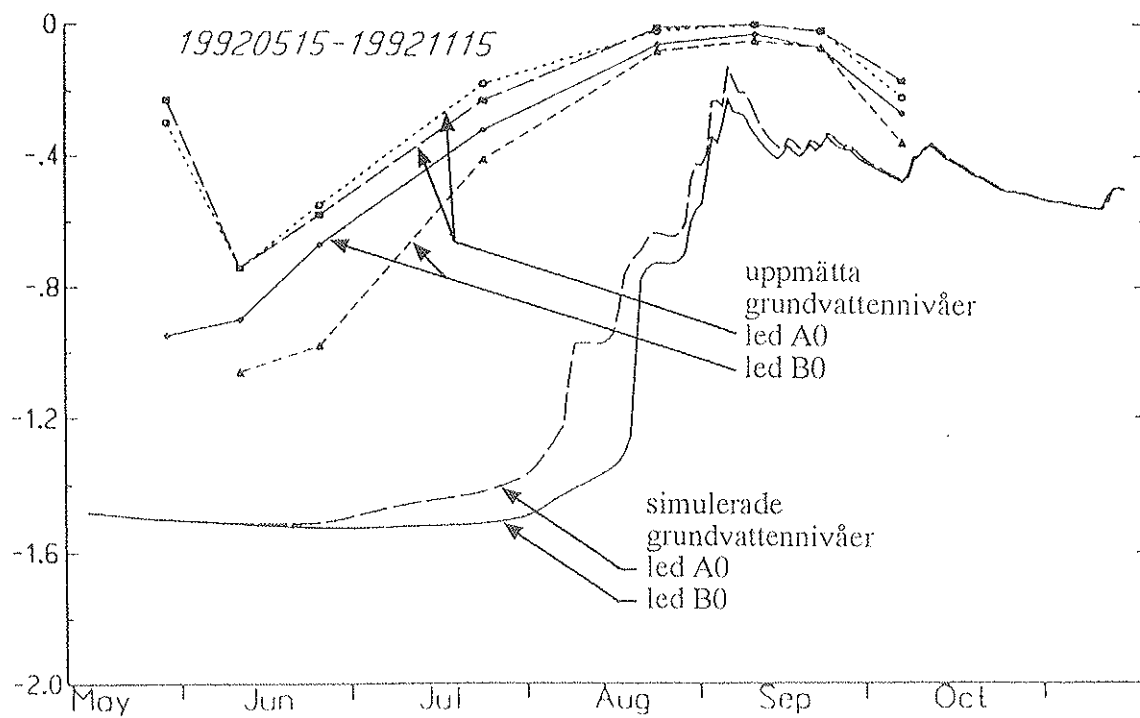
Simulerade tjäldjup stämmer dåligt överens med uppmätta tjäldjup vintrarna 1989-1990 och 1991-1992. Simulerade grundvattenytan går ned till ett maximidjup av ungefär 1,6 m (se fig. 21) under dessa vintrar, vilket verkar orealistiskt. Det finns ett samband mellan grundvattennivå och tjäldjup. Modellen kan ha överskattat den kapillära upptransporten under vintrarna 1989-1990 och 1991-1992. De simulerade vattenhalterna (se fig. 19) före tjälbildningens början var för vintrarna 1989-1990 och 1991-1992 80 respektive 78 volym %. Data för uppmätta grundvattennivåer hösten 1989 saknas. För hösten 1991 framgår det ur figur 22 att grundvattenytan ligger mellan 10 och 15 cm från markytan, vilket borde medföra en klart högre vattenhalt än den simulerade vattenhalten, som var 78 volym %. Simulerade tjäldjup stämmer mycket bra överens med uppmätta tjäldjup vintrarna 1990-1991 och 1992-1993.

Om grundvattenytan ligger nära markytan på hösten, skall det enligt Dryler m.fl. (1988) ge en tunnare tjäle i torven. Såväl uppmätta som simulerade grundvattennivåer ligger något närmare markytan hösten 1991 än hösten 1992, vilket borde ge en tunnare tjäle under vintern 1991-1992 än under vintern 1992-1993. Detta hade gällt under förutsättning att de båda höstarna hade haft samma snödjup. P.g.a. av ett mindre snödjup blir tjäldjupet större under vintern 1991-1992.

Simulerade och uppmätta grundvattennivåer för led A0 och led B0 redovisas för hela mätperioden i figur 21 och årsvis i figurerna 22 och 23. Skillnaden i grundvattennivåerna mellan led A0 och led B0 kan förklaras av en obetydligt högre ytavrinning i led B0. På hösten antar de båda simulerade leden samma grundvattennivå enligt fig. 22 och 23, vilket kan förklara till varför led A0 och B0 har samma tjäldjup i simuleringarna. De uppmätta grundvattennivåerna följer den simulerade grundvattenytan relativt väl 1990 och 1993. 1991 och 1992 är det en avvikelse i början av mätperioden. Avvikelsen beror nog mest på att modellen överskattat kapillariteten. Vintertid sjunker den simulerade grundvattenytan till sin lägsta nivå under året. Juusela (1967) gjorde samma observationer i försök med frusen torv.



Figur 22. Simulerade och uppmätta grundvattennivåer för led och led B0 under sommaren 1990 och 1991 i Karungiprofilen.



Figur 23. Simulerade och uppmätta grundvattennivåer för led A0 och led B0 under sommaren 1992 och 1993 i Karungiprofilen.

SAMMANFATTNING

Examensarbetet består dels av en teoridel som innefattar en litteraturgenomgång dels en simuleringsdel. Målsättningen har varit att lyfta fram specifika egenskaper i frusen torv samt att försöka belysa skillnader i fysikaliska egenskaper mellan torvjordar och mineraljordar i fruset tillstånd. Av litteraturen framgår att lerjordar kan innehålla stora mängder ofruset vatten vid temperaturer under 0°C och detsamma gäller även för torvjordar. Detta styrktes även av simuleringsresultaten. I torvjordar är det viktigt att beakta en eventuell saltpåverkan vid frysning.

Torr torv har en mycket låg termisk konduktivitet. Våt torv har p.g.a. ett större vatteninnehåll, en mycket högre termisk konduktivitet. Detta är anledningen till att våt torv tjälar fortare och till ett större djup än torr torv. För frusen torv ökar den termiska konduktiviteten icke-linjärt med en ökad vattenhalt.

Simuleringsdelens huvudmål var att på en torvjord belysa skillnader i grundvattenstånd och tjäldjup mellan plan mark (led A0) och bomberad mark (led B0), där den sistnämnda har en liten (3-4 %) ytavrinning. Dessa båda led ingår i ett dräneringsförsök i Karungi, Norrbotten. Dräneringsförsöket ingår i ett större samnordiskt dräneringsprojekt i Nordkalottområdet. Simuleringsresultatet jämfördes med mätdata från Karungi (tjäldjup, snödjup och grundvattenstånd). Klimatdata från väderstationen i Haparanda användes i modellen.

Uppmätta värden visade skillnader mellan led A0 och led B0 för såväl tjäldjup som grundvattennivåer. Simuleringsresultaten visade inga större skillnader mellan led A0 och led B0 i fruset tillstånd. Det enda noterbara skillnaden var en något större ytavrinning på våren samt en något lägre grundvattennivå i led B0. Vid simuleringarna antogs samma grundvattennivå vid tjälbildningens början i de båda leden. Simuleringsresultaten styrdes av vattenhalten vid tjälbildningens början samt av snödjup och lufttemperatur under vintern. Inga skillnader kunde noteras i simulerade tjäldjup mellan de båda leden. Antaganden och startvillkor är förklaringen. I modellen har t.ex. ingen skillnad mellan leden antagits vad gäller reduktion av infiltrationskapaciteten p.g.a. is i det översta skiktet. Det var inte möjligt att fastställa att antagda parametervärden och startvillkor i modellen var de riktiga. För många av parametrarna har värdena skattats utgående från begränsad och bristfällig information. Grundvattenytans läge före tjälning påverkar också tjäldjupet. Tjälningshastigheten var av mindre betydelse för tjäldjupet än vattenhalten. Tjälningshastigheten var å andra sidan starkt beroende av vattenhalten. Vid höga tjälningshastigheter uppvisade markprofilen en liten andel ofruset vatten. Inga skillnader kunde noteras i tjäldjup mellan de båda simulerade leden.

Skillnader mellan simulerade och uppmätta tjäldjup fanns för vintrarna 1989-1990 och 1991-1992. Modellen har med största sannolikhet överskattat den kapillära upptransporten, ty under dessa vintrar går de simulerade grundvattenytorna ned till ett djup av 1,6 m. Detta verkar orealistiskt i en torvjord, som normalt har en hög grundvattenyta. De simulerade och uppmätta grundvattennivåerna överensstämde relativt bra under somrarna 1990 och 1993.

Alla vintrar var olika varandra, med skilda förutsättningar för tjäle och snö. Såväl simulerade som uppmätta värden visar, att flera faktorer medverkar till de vattenflöden och tjäldjup som uppkommer under varje enskilt år. Forskning inom torvjordar behövs för att klargöra bland annat hur stor den kapillära upptransporten är i torvjordar.

SUMMARY

This study consists of two parts, a literature review and a simulation. The aim of the literature review has been to point out specific properties of frozen peat and further to try to illustrate some differences in physical properties between peat and mineral soils in frozen conditions. It is well known that clay soils contain a lot of unfrozen water at temperatures below 0°C and the same is true for frozen peat. This conclusion was confirmed by the results of the simulations. Salt in the soil water will have a great effect on the freezing process and must be considered in the freezing process of peat.

Dry peat has a very low thermal conductivity. Wet peat has a higher thermal conductivity than dry peat, due to the high water content. This is the main reason for wet peat freezing faster and to a greater depth than dry peat. With increasing water content, the thermal conductivity increases non-linearly.

The aim of the simulations was to investigate the effect of land crowning on groundwater levels and frost depths on a peat soil. Measured values of frost depths, snow depths and groundwater levels of a drainage experiment in Karungi, Norrbotten were compared with simulation results. The field experiment is part of a Nordic drainage project in the North Calotte. Climate data from Haparanda weather station were used in the simulations.

Measured values contrary to the simulated results, showed differences between level (A0) and crowned (B0) surfaces for both frost depths and ground water levels. The simulation results didn't show any big differences between treatments in the frozen peat soil. The only difference was a slightly higher surface runoff during the spring and a lower ground water level in B0. Simulated ground water levels were the same in both treatments prior the freezing period each year. The simulations demonstrated how water content at the beginning of the freezing period snow depth and air temperature governed the frost depth. There were no differences in simulated frost depths between the treatments. The reason was the assumptions made when using the model. For example no reduction in infiltration capacity due to ice in the topsoil, was made in the model. Many of the parameter values were estimated between the treatments. It was not possible to know that the correct parameter values for the two treatments were chosen. The distance to ground water level also affected the frost depth. The freezing rate was of minor importance for the frost depth. On the other hand freezing rate depended strongly on water content. At high freezing rates a small amount of water was left unfrozen.

There were some differences between simulated frost depths and measured frost depths during the winters of 1989-1990 and 1991-1992. The model has most likely overestimated the capillary transport during these winters. Simulated ground water levels were too low and reached a maximum depth of about 1.6 m. This was believed unrealistic in a peat soil, where the normally is very shallow ground water table. Simulated ground water levels and measured values were fairly close during summers of 1990 and 1993.

All winters had different conditions. Both simulated values and measured values demonstrated the difficulty to point out one specific factor affecting frost depth more than others. More researching about peat soils, would facilitate in understanding among other things the capillary transport in peat soils.

LITTERATUR

- Anderson, D.M. & Morgenstern, N.R. 1973. Physics, chemistry and mechanics of frozen ground: A review, *Proc. 2nd, Int. Conf. Permafrost*. 257-288. I Kane, D.L. & Stein, J. 1983. Water movement into seasonally frozen soils. *Water Resources Research* 19(6), 1547-1557.
- Andersson, S. 1964. Markfysikaliska undersökningar i odlad jord. Särtryck ur *Grundförbättring* 1964:3, 187-216.
- Banin, A. & Anderson, D.M. 1974. Effects of salt concentration changes during freezing on the unfrozen water content of porous materials. *Water Resources Research* 10(1), 124-128.
- Berglund, K., Lindberg, K. & Peltomaa, R. 1990. Alternativa dräneringsmetoder på jordar med låg genomsläpplighet. 1. Ett nordiskt samarbetsprojekt inom Nordkalottområdet. Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala. Avd f Lantbrukets hydroteknik. Avdelningsmeddelande 90:3. 20s.
- Berglund, K. 1993. Försöksmaterial. Opublicerat. Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala. Avd f Lantbrukets hydroteknik.
- Beskow, G. 1935. Tjälbildningen och tjällyftningen med särskild hänsyn till vägar och järnvägar. Sveriges Geolog. Undersökn., C. 375. Stockholm.
- Boelter, D.H. 1965. Hydraulic conductivity of peats. *Soil Science* 100(4), 227-231.
- Boelter, D.H. 1969. Physical properties of peats as related to degree of decomposition. *Soil Science Society of America Proceedings* 33, 606-609.
- Brown, R.J.E. & Williams, G.P. 1972a. The freezing of peatland. Building Research National Research Council of Canada, Technical paper 381. NRCC 12281. 29s. I Fitzgibbon, J.E. 1981. Thawing of seasonally frozen ground in organic terrain in central Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Science* 18, 1492-1496.
- Brown, R.J.E. & Williams, G.P. 1972b. The freezing of peatland. Building Research, National Research Council of Canada, Technical paper 381. NRCC 12281. 29s. I Smith, M.W. 1975. Microclimatic influences on ground temperatures and permafrost distribution, Mackenzie Delta, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12, 1421-1438.
- Burt, T.P. & Williams, P.J. 1976. Hydraulic conductivities in frozen soils. *Earth Surface Processes* 1, 349-360.
- Cary, J.W. & Mayland, H.F. 1972. Salt and water movement in unsaturated frozen soil. *Soil Science Society of America Proceedings* 36, 549-555.
- Chason, D.B. & Siegel, D.I. 1986. Hydraulic conductivity and related physical properties of peat, Lost River Peatland, Northern Minnesota. *Soil Science* 142(2), 91-99.
- Czurda, K.A. 1983. Freezing effects on soils: Comprehensive summary of the ISGF 82. Review. *Cold Regions Science and Technology* 8, 93-107.
- Dryler, K., Frilander, P., Leinonen, A. & Niittylä, H. 1988. Tjälldjup och tjälvaraktighet på torvtäkter. Projekttrappor: Torv-88/9. Statens Energiverk.
- Eurola, S. 1975. Snow and ground frost conditions of some Finnish mire types. *Annales Botanici Fennici* 12(1), 1-16.
- Farouki, O. 1981. The thermal properties of soils in cold regions. *Cold regions Science and Technology* 5, 67-75.
- Fitzgibbon, J.E. 1981. Thawing of seasonally frozen ground in organic terrain in central Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Science* 18, 1492-1496.
- Gafni, A. & Brooks, K.N. 1990. Hydraulic characteristics of four peatlands in Minnesota. *Canadian Journal of Soil Science* 70, 239-253.
- Ghildyal, B.P. & Tripathi, R.P., 1987. Soil physics. New Delhi. Electric Press.

- Granger, R.J., Gray, D.M. & Dyck, G.E. 1984. Snowmelt infiltration to frozen Prairie soils. *Canadian Journal of Earth Sciences* 21, 669-677.
- Haupt, H.F. 1967. Infiltration, overland flow and soil movement on frozen and snow-covered plots. *Water Resources Research* 3(1), 145-161.
- Hinzman, L.D., Kane, D.L., Gieck, R.E. & Everett, K.R. 1991. Hydrologic and thermal properties of the active layer in the Alaskan Arctic. *Cold regions Science and Technology* 19, 95-110.
- Hoekstra, P. 1966. Moisture movement in soils under temperature gradients with the cold-side temperature below freezing. *Water Resources Research* 2(2), 241-250.
- Horiguchi, K. 1987. Effect of cooling rate on freezing of a saturated soil. *Cold Regions Science and Technology* 14, 147-153.
- Jansson, P.-E. 1991a. Simulation model for soil water and heat conditions. Description of the SOIL model. Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala. Avd f lantbrukets hydroteknik, Uppsala. Rapport 165. 72s.
- Jansson, P.-E. 1991b. SOIL model, User's Manual. Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala. Avd f lantbrukets hydroteknik, Uppsala. Avdelningsmeddelande 91:7. 59s.
- Jansson, P.-E. 1993. PLOTPF User's manual. Avd f lantbrukets hydroteknik, Uppsala. Avdelningsmeddelande 93:6. 33s.
- Juusela, J. 1967. Some results of field observations on the frost phenomenon on peat soil. *Journal of Hydrology* 5, 269-278.
- Järvinen, T. & Luukkainen, V.-M. 1992. The effect of frost and rain on the capillary action and rising of water in a peat production field. *Proceedings of the 9th International Peat Congress, Uppsala 1992*. 2, 92-101.
- Kadlec, R.H., Li, X.-M. & Cotten, G.B. 1988. Modeling solute segregation during freezing of peatland waters. *Water Resources Research* 24(2), 219-224.
- Kane, D.L. 1980. Snowmelt infiltration into seasonally frozen soils. *Cold Regions Science and Technology* 3, 153-161.
- Kane, D.L. & Stein, J. 1983. Water movement into seasonally frozen soils. *Water Resources Research*. 19(6), 1547-1557.
- Kay, B.D., Fukuda, M., Izuta, H. & Sheppard, M.I. 1981. The importance of water migration in the measurement of the thermal conductivity of unsaturated frozen soils. *Cold Regions Science and Technology* 5, 95-106.
- Kingsbury, C.M. & Moore, T.R. 1987. The freeze-thaw cycle of subarctic fen, Northern Quebec, Canada. *Arctic and Alpine Research* 19(3), 289-295.
- Kivinen, E. 1982. Maapallon soista ja niiden käytöstä (summary: Peatland areas and their utilization in the world). *Suo* 33(1), 3-9.
- Lundin, L.-C. 1990. Hydraulic properties in a operational model of frozen soil. *Journal of Hydrology* 118, 289-310.
- Luthin, J.N. & Guymon, G.L. 1974. Soil moisture-vegetation-temperature relationships in central Alaska. *Journal of Hydrology* 23, 233-246.
- Mackay, J.R. 1983. Downward water movement into frozen ground, western arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* 20, 120-134.
- Melnikov, P.I. & Pavlov, A.V. 1982. Study of permafrost in the U.S.S.R.: Scientific and practical problems. Review. *Cold regions Science and Technology* 6, 163-171.
- Moore, T.R. 1987. Thermal regime of peatlands in subarctic eastern Canada. *Canadian Journal of Earth Science* 24, 1352-1359.
- Mustonen, S. 1966. Ilmasto- ja maastotekijöiden vaikutukset lumen vesiarvoon ja roudan syvyyteen. *Acta Forestalia Fennica* 79, 25-35.

- Nakano, Y. & Brown, J. 1972. Mathematical modeling and validation of the thermal regimes in tundra soils, Barrow, Alaska. *Arctic and Alpine Research* 4(1), 19-38.
- Nichols, D.S. & Boelter, D.H. 1984. Fiber size distribution, bulk density, and ash content of peats in Minnesota, Wisconsin, and Michigan. *Soil Science Society of American Journal* 48(6), 1320-1328.
- Odin, H. 1992. Climate and conditions in forest soils during winter and spring at Svarterberget Experimental Forest Station. Part 1: Climate. Sveriges Lantbruksuniversitet, Uppsala. Avd f Ekologi och Miljövård. Rapport 56. 50s.
- Oke, T.R. 1987. Boundary layer climates. London, Methuen.
- Palmer, A.C. 1967. Ice lensing, thermal diffusion and water migration in freezing soil. *Journal of Glaciology* 6(47), 681-694.
- Pavlova, K.K. 1970. Phase composition of water and thermophysical characteristics of frozen peat in the study of infiltration (översättning från : State Hydrologic Institute (Trudy GGI), No. 182, 1970, 138-159). *Soviet Hydrology: Selected papers* 4, 361-378.
- Penner, E. 1970. Thermal conductivity of frozen soils. *Canadian Journal of Earth Sciences* 7, 982-987.
- von Post, L. 1922. Sveriges Geologiska Undersöknings torvinventering och några av dess hitills vunna resultat. *Svenska Mosskulturföreningens Tidskrift* 36, 1-27.
- Päivänen, J. 1973. Hydraulic conductivity and water retention in peat soils. *Acta Forestalia Fennica* 129, 1-70.
- Rosenberg, N.J., Blad, B.L. & Verma, S.B. 1983. *Microclimate: The biological environment*, 2nd edn. New York, Wiley.
- Rycroft, D.W., Williams, D.J.A. & Ingram, H.A.P. 1975. The transmission of water through peat: I. Review. *Journal of Ecology* 63, 535-556.
- Ryden, B. & Kostov, L. 1977. Ground water and the frost cycle in a tundra mire. *Striae* 4, 17-19.
- Sheppard, M.I., Kay, B.D. & Loch, J.P.G. 1981. The coupled transport of water and heat in freezing soils: A field study. *Canadian Journal of Soil Science* 61, 417-429.
- SMHI (Sveriges Meteorologiska och Hydrologiska Institution). 1993. *Klimatdata*. Opublicerat.
- Smith, M.W. 1975. Microclimatic influences on ground temperatures and permafrost distribution, Mackenzie Delta, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12, 1421-1438.
- Swanson, L.E. & Rothwell, R.L. 1989. Substrate freeze-thaw in a drained Alberta fen. *Canadian Journal of Forest Research* 19, 1024-1029.
- Wiklander, L. 1976. *Marklära*. Lantbrukshögskolan, Uppsala.
- Williams, P.J. & Smith, M.W. 1989. *The frozen earth: Fundamentals of geocryology*. Cambridge Univ. Press.
- Willis, W.O., Carlson, C.W., Alessi, J. & Haas, H.J. 1961. Depth of freezing as related to fall soil-moisture level. *Canadian Journal of Soil Science* 41, 115-123.
- Yanagizawa, E. & Yao, Y.J. 1985. Moisture movement in freezing soils under constant temperature condition. Fourth International Symposium on Ground Freezing, Sapporo, 5-7 August 1985, 85-91.

Förteckning över utgivna häften i publikationsserien

SVERIGES LANTBRUKSUNIVERSITET, UPPSALA. INSTITUTIONEN FÖR MARKVIETENSKAP.
AVDELNINGEN FÖR LANTBRUKETS HYDROTEKNIK. AVDELNINGSMEDDELANDE. Fr o m 1992

- 92:1 Rockström, J. Framtidens livsmedelsförsörjning i världens torra regioner: Begränsas den av tillgången på vatten? 106 s.
- 92:2 Kerje, T. Erosionsmätningar i Nicaragua. 35 s.
- 92:3 Burujeny, M. B. Dygnsvariation i bladvattenpotential hos raps och senap. Mätningar och simuleringar. 27 s.
- 92:4 Simonsson, M. Rotstudier i några olika ärtsorter. 15 s.
- 92:5 Malm, P. Spridning av flytgödsel med bevattningsmaskin försedd med lågspridningsramp. 46 s.
- 92:6 Linnér, H., Persson, R., Berglund, K. & Karlsson, S.-E. Resultat av 1991 års fältförsök avseende detaljavvattning, markvård och markförbättring samt bevattning. 105 s.
- 93:1 Jansson, C. Rekonstruktion av naturlig vattenföring i Österdalälven och värdering av regleringsnytta. 30 s + 5 bil.
- 93:2 Linnér, H., Persson, R., Berglund, K. & Karlsson, S.-E. Resultat av 1992 års fältförsök avseende detaljavvattning, markvård och markförbättring samt bevattning. 83 s.
- 93:3 Joel, A. & Wesström, I. Vattenhushållning vid bevattning - en studie av tillämpad bevattningsteknik i Sidi Bouzid-distriktet, Tunisien. 54 s.
- 93:4 Jansson, P.-E. SOIL model. User's Manual. Second edition. 65 s.
- 93:5 Danfors, B. & Linnér, H. Resursbevarande odling med marktäckning och grund inbrukning av växtmaterial. 86 s.
- 93:6 Jansson P.-E. PLOTPE. User's manual. 33 s.
- 93:7 Båth, A. Studier av rotutveckling och markvattenhalt i försök med marktäckning. 71 s.
- 94:1 Tabell, L. Tjäle i torvjord. 46 s

